Le rocce raccontano

Un viaggio nel tempo fra le meraviglie geologiche del Friuli Venezia Giulia

a cura di Giuseppe Muscio

Comune di Udine
Museo Friulano di Storia Naturale

Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia
Servizio Geologico

in copertina:
il Monte Zouf - Forni di Sotto
(foto Ivo Pecile)

Le rocce raccontano

Un viaggio nel tempo
fra le meraviglie geologiche
del Friuli Venezia Giulia

a cura di Giuseppe Muscio

Comune di Udine
Museo Friulano di Storia Naturale

Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia
Servizio Geologico

COMUNE DI udine
Museo Friulano di Storia Naturale

REGIONE AUTONOMA FRIULI VENEZIA GIULIA
DIREZIONE CENTRALE AMBIENTE ED ENERGIA
Servizio geologico

a cura di
Giuseppe Muscio (Museo Friulano di Storia Naturale)

con la collaborazione di
Furio Finocchiaro (Università degli Studi di Trieste)
Maurizio Ponton (Università degli Studi di Trieste)

responsabile del progetto
Pierpaolo Gubertini (Direttore Servizio geologico, Direzione centrale ambiente ed energia - Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia)

referente tecnico
Chiara Piano (Servizio geologico, Direzione centrale ambiente ed energia - Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia)

testi
Franco Cucchi (Università degli Studi di Trieste)
Furio Finocchiaro (Università degli Studi di Trieste)
Giuseppe Muscio (Museo Friulano di Storia Naturale)
Maurizio Ponton (Università degli Studi di Trieste)
Luca Simonetto (Museo Friulano di Storia Naturale)
Corrado Venturini (Università degli Studi di Bologna)
Roberto Zucchini (Museo Friulano di Storia Naturale)

disegni
Archivio Museo Friulano di Storia Naturale, Antonella Astori, Furio Colman, Daniele Garuti, Lukas Panzarin, Maurizio Ponton, Livio Trevisan, Elido Turco, Corrado Venturini, Roberto Zanella

fotografie
Le foto vengono indicate con il numero di pagina (dall'alto in basso e da sinistra a destra)
Archivio Museo Civico di Storia Naturale, Trieste - 31b, 158
Archivio Museo Friulano di Storia Naturale, Udine - 13a, 14a, 15b, 15d, 16b, 17b, 17d, 20b, 21b, 22b, 24d, 26b, 28a, 30a, 33a, 33c, 47b, 51b, 57b, 58c, 58d, 64b, 64c, 64d, 64e, 64f, 97, 126, 126b, 190b, 193b, 201c
Archivio Museo Geologico della Carnia, Ampezzo - 13b, 18a, 21c, 24a, 58b
Alberto Bianzan - 86a, 86d, 87d, 89b, 222
Giovanni Battista Carulli - 98, 99
Compagnia Generale Ripreseaeree - 179, 180
Carlo Corradini - 19a
Andrea Cossutta - 113
Franco Cucchi - 39a, 39b, 155, 154b
Fabio Marco Dalla Vecchia - 108a, 108b, 131a, 131b
Adalberto D'Andrea - 4, 12, 17a, 21a, 23, 25a, 27, 32a, 35b, 37, 40, 41, 44, 78a, 83b, 85, 87b, 89a, 101, 103, 126a, 127, 128, 129, 149c, 165, 188a, 188b, 194a, 201a, 210
Ulderica Da Pozzo - 181, 183
Katiuscia Discenza - 226
Emiliano Gordini - 185
Billy Figus - 100
Furio Finocchiaro - 31a, 32b, 62, 73, 75b, 75c, 77, 78b, 79a, 79b, 105, 117a, 118a, 118b, 120b, 121a, 121b, 122, 123, 124, 134, 135, 137, 138, 140, 141a, 141b, 142b, 144, 146, 147, 149a, 149b, 150a, 150b, 152, 153, 154a, 157, 159a, 159b, 161a, 161b, 163, 171, 172, 174a, 174b, 174 c, 176, 182, 184
Alessandro Fontana - 166, 175
Giorgio Fontolan - 178
Dario Gasparo - 164b
Barbara Grillo - 116, 117b
Paolo Manca - 88
Andrea Mocchiutti - 80, 83a, 84, 86c, 87a, 87c, 132, 142a
Giuseppe Muscio - 38, 64a, 93, 96, 102, 186, 194b, 229a
Ivo Pecile - 6, 10, 14b, 15a, 15d, 16c, 17c, 18c, 20a, 20c, 21d, 24b, 24c, 25b, 25c, 26a, 28b, 29, 30b, 31c, 33b, 48, 50, 54, 57a, 56, 58a, 59b, 60, 61, 66, 67, 70, 76, 82, 90, 104, 106, 111, 112, 114, 162
Maurizio Ponton - 19b, 59a, 95, 109, 130b
Rodolfo Riccamboni - 156, 164a
Pino Sfregola - 196
Federico Sgobino - 203b
Luca Simonetto - 49a, 49b
Margherita Solari - 69, 86b
Giorgio Tunis - 130a, 130b
Elido Turco - 36, 47a, 51a, 52, 75a, 92, 119, 139, 169, 173
Corrado Venturini - 16a, 18b, 22a, 34, 35a, 120a, 120c, 201b, 203a, 203b, 205a, 205b, 206a, 206b, 208a, 208b, 209, 212, 213, 215, 224, 226, 229b, 230, 232, 234
Roberto Zucchini - 189a, 189b, 190a, 191a, 191b, 192, 193a

elaborazione mappa
Giancarlo Massari, Giuseppe Muscio, Susi Grion

grafica
cdm associati - Udine

stampa
Poligrafiche San Marco - Cormòns

realizzazione App
Divulgando srl - Trieste

un particolare ringraziamento a
Editrice Tabacco, Alessandro Fontana, Paolo Maddaleni, Cristina Picili, Rodolfo Riccamboni, Margherita Solari, Maura Tavano, Gaetano Vinciguerra

Le immagini dei reperti fossili sono pubblicate su concessione della Soprintendenza Archeologia del Friuli Venezia Giulia, ed è vietata ogni ulteriore riproduzione e divulgazione con ogni mezzo senza autorizzazione della Soprintendenza stessa.

Progetto finanziato dal programma INFEA (INFormazione Educazione Ambientale) 2011

ISBN 978 88 88192 581

INDICE

PRESENTAZIONE 5
PREMESSA 7
ISTRUZIONI PER L'USO 9
LE ROCCE RACCONTANO 10
UN VIAGGIO NEL TEMPO 12
LEGGERE LE FORME DEL TERRITORIO 36

GLI ITINERARI 42
1. Le rocce più antiche d'Italia: la Catena Carnica 44
2. Un viaggio nel Triassico: l'alto Tagliamento 54
3. Dal Friuli... al Mar Nero 70
4. Sculture di roccia: sopra e sotto il Canin 80
5. Montagne che crescono: dal Gemonese all'Arzino 90
6. Sulle tracce dei dinosauri: le Dolomiti Friulane 106
7. Il viaggio nascosto dell'acqua 114
8. Il Flysch: le Prealpi Giulie 124
9. Ghiacci e ghiacciai: segni del clima nel passato 132
10. Camminando per il Carso 144
11. Un paesaggio unico: la Fascia delle Risorgive 166
12. In equilibrio fra terra e mare: la Laguna 176
13. Le rocce che si usano: cave e miniere 186

L'EVOLUZIONE DELLA VALLE DEL BÛT (ALPI CARNICHE) 198
SI FORMA – Valle del Bût: l'infanzia 200
SI DEFORMA – Valle del Bût: l'adolescenza 209
SI MODELLA – Valle del Bût: la maturità 220

INDICE DEI GEOSITI DESCRITTI 238
INDICAZIONI BIBLIOGRAFICHE 239

Il fenomeno carsico
superficiale del Monte Canin.

PRESENTAZIONE

Il rispetto dell'ambiente è ormai al centro del dibattito globale nella grande sfida che molte Nazioni stanno affrontando per perseguire un modello di sviluppo più sostenibile a vantaggio anche delle generazioni future.
La sensibilizzazione a questi grandi temi passa innanzitutto attraverso la diffusione della conoscenza e dell'amore per la bellezza della Natura che ci circonda.
La nostra è una Regione particolarmente ricca dal punto di vista geologico: dal Carso che rappresenta la patria della speleologia, alla Catena Carnica che conserva le tracce della nascita di due catena montuose e dei fossili più antichi della penisola, dai dinosauri del Villaggio del Pescatore ai più antichi rettili volanti del mondo che solcavano, oltre duecento milioni di anni fa, i cieli di Preone.
Non è però solo la ricerca delle eccellenze, anzi! la Regione Friuli Venezia Giulia, in collaborazione con più Istituzioni coordinate dall'Università di Trieste, ha realizzato un catasto dei geositi, elencando oltre 200 luoghi che presentano peculiarità geologiche di diversa valenza e valore didattico.
Partendo da questo patrimonio geologico, il Servizio Geologico, grazie alla sapiente opera del Museo Friulano di Storia Naturale ed ai fondi messi a disposizione dal Ministero dell'Ambiente tramite il programma INFEA (INFormazione Educazione Ambientale), ha pubblicato questo volume, destinato al mondo della scuola, che illustra le "meraviglie geologiche" del Friuli Venezia Giulia.
Ci auguriamo che ciò che le rocce raccontano possa stimolare le nuove generazioni a conoscere la geodiversità del nostro territorio, ponendo così le basi per una sua tutela attiva e condivisa.

Sara Vito
Assessore all'Ambiente ed Energia
Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia

Il versante Nord del Cellon (Creta di Collinetta).

PREMESSA

Le forme del territorio, le rocce, i minerali che le compongono, i fossili che a volte celano ci raccontano una storia lunga milioni di anni, che si addentra il quel "tempo profondo" con il quale facciamo fatica a rapportarci. Se un secolo è un passato lontano, come facciamo a immaginarci decine di migliaia di secoli?
Tutto ciò che avviene sulla nostra Terra, il suo continuo modificarsi - che nel breve istante della nostra vita ci pare quasi immutevole - diventa reale se rapportato al tempo profondo. Pensate che il nostro pianeta ha più di 4,5 miliardi di anni.
Facciamo un esempio: nel gioco della tettonica a zolle Europa e America si allontanano di circa 1 cm all'anno, un'inezia. Provate a moltiplicare 1 cm per un milione di anni: sono 10 km! E in cento milioni di anni? Certo, i movimenti cambiano e la crosta terrestre è un enorme puzzle nel quale tutte le tessere si muovono nel poco spazio disponibile!
La nostra regione conserva le tracce di questa lunga storia geologica, cosa può narrarci e, soprattutto, dove dobbiamo andare per leggere le pagine rocciose di questo fantastico racconto?
Il volume che state sfogliando è pensato per questo, per guidarvi in Friuli Venezia Giulia alla ricerca delle tracce del passato geologico. In una regione che è l'unica in Italia a poter raccontare la storia della vita sulla Terra e l'evoluzione di due catene montuose negli ultimi 500 milioni di anni, in una maniera pressoché ininterrotta.
Lo facciamo proponendovi una serie di itinerari sul territorio, che potete seguire nella loro completezza o solo in parte, basati su alcuni dei geositi più interessanti che punteggiano il nostro territorio, aree di grande interesse geologico che la Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia intende valorizzare.
Ogni itinerario ha una sua chiave di lettura principale, ma potrete divagare, fare salti di milioni di anni, seguire le tracce dei dinosauri, o nuotare nella calde acque di una scogliera antica di 300 milioni di anni. Trovarvi circondati dai ghiacci che ventimila anni fa coprivano tutte le nostre montagne o cavalcare un antenato dei cavalli... sul Colle di Osoppo.

La macchina del tempo esiste. Si chiama geologia!

GLI ITINERARI

1 Le rocce più antiche d'Italia: la Catena Carnica

2 Un viaggio nel Triassico: l'alto Tagliamento

3 Dal Friuli... al Mar Nero

4 Sculture di rocce: sopra e sotto il Canin

5 Montagne che crescono: dal Gemonese all'Arzino

6 Sulle tracce dei dinosauri: le Dolomiti Friulane

7 Il viaggio nascosto dell'acqua

8 Il Flysch: le Prealpi Giulie

9 Ghiacci e ghiacciai: segni del clima nel passato

10 Camminando per il Carso

11 Un paesaggio unico: la Fascia delle Risorgive

12 In equilibrio fra terra e mare: la Laguna

13 Le rocce che si usano: cave e miniere

ISTRUZIONI PER L'USO

Questo volume è diviso in tre parti.
La **prima parte** racconta, a grandi linee, la **storia geologica del territorio**, suddivisa per i diversi periodi; dopo una breve introduzione, i singoli periodi vengono integrati dalla descrizione delle rocce più comuni e di alcuni gruppi fossili (indicati in neretto nel testo); al termine un breve capitolo fornisce alcune chiavi di lettura per comprendere alcuni aspetti della morfologia del territorio.
La **seconda parte**, quelle più corposa, comprende **tredici itinerari tematici**. Ciò significa che sono state scelte porzioni del territorio per descrivere un particolare tema geologico: ovviamente queste stesse zone offrono molti altri spunti e, allo stesso tempo, l'argomento descritto può essere toccato anche in altre parti del territorio. Solo l'itinerario dedicato a cave e miniere spazia in tutta la regione.
In ogni itinerario vengono citati e descritti alcuni geositi (li troverete evidenziati in grassetto e corredati da una mappa, alla scala 1:150.000, cortesemente messa a disposizione dalla Editrice Tabacco, con le informazioni per raggiungerli). I dettagli sulla descrizione dei geositi sono disponibili nel volume edito nel 2009: per comodità troverete i pdf di tutti i geositi nel CD allegato e nelle pagine dedicate a geologia e geodiversità del Servizio Geologico della Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia (www.regione.fvg.it), in quelle del Museo Friulano di Storia Naturale (www.comune.udine.it) e del Dipartimento di Matematica e Geoscienze dell'Università di Trieste (www.dmg.units.it).
Fra parentesi e in corsivo troverete il riferimento ad altri geositi, che non vengono descritti approfonditamente nel paragrafo ma che sono vicini e di grande interesse per altri aspetti, o che descrivono lo stesso fenomeno in aree diverse. Analogamente vengono indicati i riferimenti a temi trattati in altri capitoli.
Per facilitare i vostri itinerari a caccia di geositi scaricate gratuitamente la app "Geositi FVG" da Google Play Store, Apple Store e Windows Store.
A proposito, cosa sono i geositi?
Geosito è la forma abbreviata di *sito geologico* o *sito di interesse geologico*. Si indica con questo termine *un'area o una località che rappresenta in modo esemplare eventi geologici, geomorfologici e regionale oppure la storia, lo sviluppo e i rapporti geologici, rivestendo la funzione di modelli a livello globale o per un'ampia fascia di territorio*.
I geositi sono punti chiave che descrivono la "geodiversità", forniscono un contributo indispensabile alla comprensione scientifica della storia del territorio in cui sono inseriti ma rivestono anche una notevole importanza dal punto di vista del richiamo culturale, della didattica, della ricreazione, della biodiversità e dell'economia.
La **terza parte** è un **geo-racconto** che narra, in maniera diversa e, ci auguriamo, divertente l'evoluzione geologica della Valle del Bût. Un viaggio nel tempo che, attraverso esempi concreti, ci introduce al come il territorio si forma, si deforma e si modella!

Le rocce raccontano

Durante una passeggiata in montagna o in collina capita di fermarsi colpiti dalla visione di una valle, di un monte o semplicemente di una parete di roccia che, illuminata in modo suggestivo dal sole, ci compare all'improvviso quasi a imporre la propria presenza.

La prima reazione sarà lo stupore, poi emergono le sensazioni belle o brutte legate alla situazione, infine il pensiero va al senso della realtà e nascono così le domande sul perché, sul come e sul quando certi elementi del paesaggio si sono formati. Questi momenti che capitano ogni tanto sono molto importanti ed è proprio allora che vorremmo delle risposte, magari da un buon amico che ci guidi. In mancanza di un buon amico queste pagine vogliono accompagnare chi osserva con curiosità quei fenomeni.

Cos'è che ci affascina osservando quel paesaggio o anche semplicemente un sasso particolare raccolto perché aveva attratto la nostra attenzione?

Secondo me è una sensazione che va oltre l'apparenza, è una intuizione nascosta che qualche cosa di molto grande, profondo, misterioso ha plasmato nel tempo quella cosa.

La geologia, termine che deriva dal greco: "studio della Terra", esamina i processi che portano o che in passato hanno portato alla formazione delle rocce, delle montagne, delle valli e poi dei sedimenti, delle pianure e dei fondali marini. Ogni angolo della Terra ha la sua particolare storia geologica che lo differenzia dagli altri. L'Italia nell'ambito del Mare Mediterraneo ha quella forma a stivale e quelle caratteristiche sue proprie che la distinguono nettamente dalle altre aree. Così il Friuli Venezia Giulia in Italia ha delle caratteristiche tali che ne fanno, per certi aspetti, una regione unica.

Unica la sua morfologia così varia da farla descrivere dallo scrittore e patriota Ippolito Nievo "un piccolo compendio dell'Universo, alpestre, piano e lagunoso in sessanta miglia da tramontana a mezzodì"; quindi unica per il fatto di racchiudere in poche decine di chilometri da Nord a Sud monti, colline, pianure, lagune e mare. Unica per l'orogenesi, cioè per la formazione delle sue montagne in quanto regione di incontro di due catene montuose: le Dinaridi della penisola balcanica e le Alpi Meridionali (per non parlare dell'antica Catena Paleocarnica...).

Maurizio Ponton

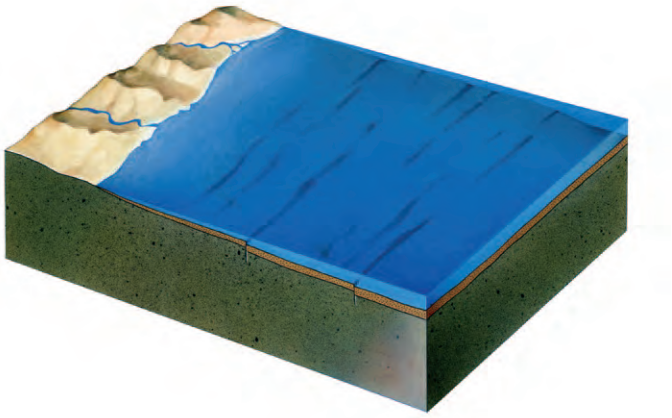
Unica anche - e soprattutto - per l'insieme delle rocce sedimentarie che la costituiscono! Soltanto qui, infatti, si sono conservate tutte le rocce che si sono formate attraverso 460 milioni di anni al di sopra della crosta terrestre in ambienti sedimentari perlopiù marini ma anche lagunari, lacustri, fluviali e desertici, con qualche episodio vulcanico.
La storia inizia in luoghi e tempi lontanissimi, quando la nostra regione si trovava vicino al Polo Sud e sulla Terra, quasi disabitata, vi erano le primissime forme di vita complessa...
C'è da dire che altrove rocce così vecchie hanno subito tante di quelle trasformazioni che oggi non le riconosciamo più, e hanno un altro aspetto, da rocce sedimentarie sono diventate rocce metamorfiche per le enormi pressioni subite.
Le rocce sedimentarie conservano, come un'enorme memoria, tantissime informazioni: il tipo di sedimenti; il tipo di ambiente (da continentale a marino); la profondità, se marino; il clima e la temperatura, se continentale; le piante, gli animali; l'età. Sapendo leggere tutte le informazioni, i geologi possono oggi ricostruire la storia geologica della Terra. Ogni anno che passa, attraverso la scoperta di nuovi tasselli e imparando ad interpretarli meglio, si può ricostruire l'immenso puzzle composto nel tempo attraverso le ere, i periodi, le età nelle quali l'orologio del tempo geologico è stato suddiviso.
Spesso per descrivere la storia della Terra viene utilizzata l'immagine di un grande libro composto da tante pagine che rappresentano gli strati di roccia. Quando osservo le nostre montagne ho l'impressione, più verosimile, di avere davanti un'intera enciclopedia trascurata, dove i vari volumi sono ammassati un po' in disordine e molti di essi sono rovinati dall'umidità, dalle tarme o addirittura rosicchiati dai topi. Il nostro compito è rimettere ordine, restaurare e infine ricostruire la sequenza iniziale per poter così leggere le preziosissime pagine salvate secondo l'ordine degli eventi che si sono succeduti nei lunghissimi milioni di anni di storia geologica della nostra regione.
Il viaggio che iniziamo vi consentirà di osservare la grande varietà di situazioni e di ambienti che si sono succeduti nel tempo, ma metterà anche in evidenza la realtà di una terra inquieta, sempre sconvolta da eventi tettonici con terremoti, sprofondamenti e poi sollevamenti e con qualche raro e breve periodo (pochi milioni di anni) di pace e di sviluppo tranquillo della vita.

Maurizio Ponton

IL VIAGGIO NEL TEMPO

Le rocce che si sono depositate durante la storia geologica del Friuli Venezia Giulia testimoniano ambienti diversi, due distinte fasi orogenetiche e l'evoluzione della vita in quasi 500 milioni di anni.

Ordoviciano superiore



Ordoviciano superiore

Periodo geologico compreso fra 458 e 443 milioni di anni fa. Il suo nome ha origine da quello della tribù degli Ordovici che abitavano nel Galles e combatterono valorosamente contro i Romani. In quella regione furono studiate per prime le rocce di questa età.

In Carnia, sia a Nord della Creta di Collinetta, sia a Casera Valbertad e anche, in particolare, in Val Uqua (Ugovizza) affiorano arenarie, **siltiti** e calcari, che, a cominciare da circa 460 milioni di anni fa, si formavano in un braccio di mare poco profondo all'interno di un arcipelago di isole affacciate sull'antico Oceano Paleotetide. Queste rocce sono state chiamate Formazione di Uqua proprio perché in quella valle sono state studiate in dettaglio per la prima volta. Il mare si trovava ai margini del vastissimo continente di Gondwana il quale verso Sud era ricoperto di ghiacci; infatti ci trovavamo molto prossimi al Polo Sud e il clima naturalmente era fresco e umido! Ricordiamo che sotto i ghiacci del Polo giacevano le prime rocce del futuro Deserto del Sahara!

I fossili che ritroviamo oggi sono i resti litificati (trasformati quindi in "roccia") dei primi organismi marini evoluti: prevalentemente briozoi e brachiopodi ma anche **cistoidi** e trilobiti. Sulla terraferma, lontana decine di chilometri, la vita era rappresentata da qualche alga primitiva e da muschi.

Quell'arcipelago, agganciato alla grande zolla (o placca) di Gondwana, aveva iniziato quello che sarebbe stato un lunghissimo viaggio alla deriva in direzione Nord.

Verso la fine di questo periodo, 16 milioni di anni dopo l'inizio della storia registrata, la Carnia si stava allontanando dal Polo Sud con i suoi ghiacci che, in quel periodo, erano in fase di scioglimento: il livello del mare, di conseguenza, si era innalzato, un po' come sta avvenendo attualmente.

Siltite

Roccia sedimentaria clastica, costituita da frammenti fini (chiamati silt, più fini della sabbia) cementati assieme.

Cistoidi

Echinodermi estinti, esclusivi dei mari paleozoici. Sono caratterizzati da una teca, costituita da placche (che, allo stato fossile, si ritrovano spesso isolate), fissata al substrato tramite una estremità che poteva essere dotata di peduncolo.

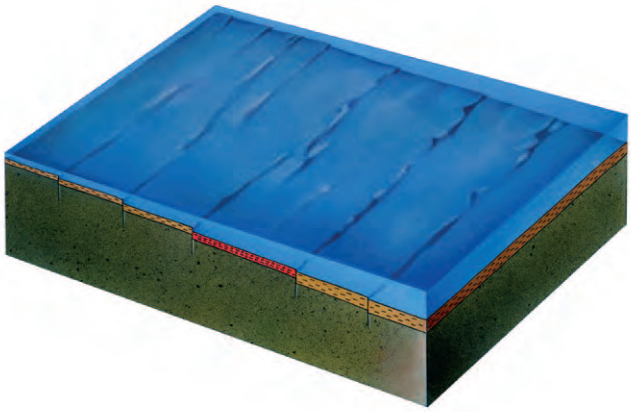
NOTA: Ogni periodo descritto è accompagnato da un block-diagram che propone, in visione prospettica, una ricostruzione paleoambientale il cui lato maggiore, approssimativamente di 50 km, è orientato circa NW-SE.

L'area interessata è, per i periodi più antichi, quella del settore montano, mentre dal Cretaceo in poi l'area interessata è spostata verso Sud.

Siluriano

Siluriano

Periodo geologico compreso fra 443 e 419 milioni di anni fa. Il suo nome deriva da quello della tribù dei Siluri, vicini ed alleati degli Ordovici contro i Romani in Galles. È nel Galles che vennero studiate per la prima volta le rocce di questa età.



Argillite

Roccia sedimentaria clastica, costituita in prevalenza da granuli sottili (argille e, in parte, silt). In genere presenta un certo grado di fissilità (tendenza a separarsi lungo piani paralleli).

Alla Creta di Collinetta e in altri punti del Gruppo del Monte Coglians (come il Costone Lambertenghi), in Val Uqua su fino sul Monte Cocco affiorano **argilliti** nere laminate con radiolariti e calcari scuri selciferi o calcari rossi (Calcari ad Orthoceras). Queste rocce indicano ambienti più profondi e poco ossigenati (sedimenti neri) vicini a zone meno profonde e di mare aperto e ossigenato (sedimenti rossi). Nei primi, sulle superfici delle lastre, ritroviamo i **graptoliti**, nei secondi i **cefalopodi ortoceratidi**, ma sono anche diffusi un po' ovunque trilobiti, brachiopodi, bivalvi, gasteropodi e dei fossili particolari: i conodonti, tanti piccoli denti che fanno pensare alla presenza di pesci. L'ambiente marino della nostra regione di allora si era approfondito, un po' perché l'acqua era salita per lo scioglimento dei ghiacci, un po' perché il fondo del mare era sceso a causa dello sprofondamento dovuto, all'inizio del periodo, alla rottura della

Cima Ombladet (Forni Avoltri) con le radiolariti nella parte sommitale.

Il Costone Lambertenghi nel Monte Volaia (Forni Avoltri).

Graptoliti

Sono emicordati (quindi lontani progenitori dei vertebrati) estinti, diffusi dal Cambriano al Carbonifero. Gli individui singoli, dal corpo molle, vivevano in teche lungo i "rami" delle colonie (rabdosomi) che erano fissati a strutture galleggianti (pneumatofori).

crosta terrestre lungo faglie sottomarine. Questi eventi erano legati al movimento delle placche, e la nostra placca stava procedendo verso Nord, cioè verso latitudini più calde.
Alla fine del periodo lenti movimenti della crosta terrestre riportarono la nostra zona a condizioni di mare basso favorevole allo sviluppo di comunità di più organismi.

Al Monte Cocco (Malborghetto-Valbruna) affiorano rocce siluriane.

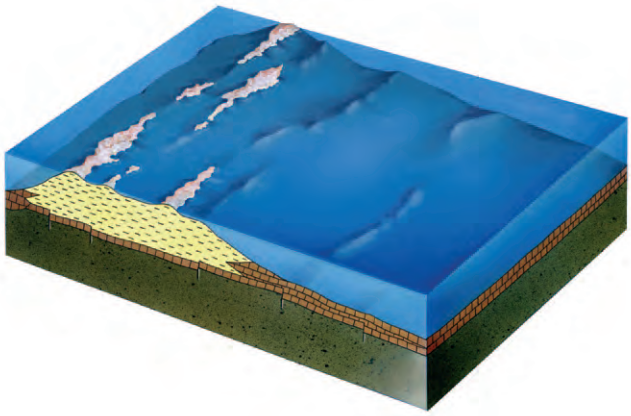
Ortoceratidi

Sono cefalopodi (parenti di seppie e calamari), quindi molluschi marini dotati di una conchiglia conica e allungata, esterna, che ospita l'individuo con le tipiche "braccia" dotate di ventose. Gli ortoceratidi, vissuti fra Ordoviciano e Triassico, sono comuni soprattutto fino al Devoniano.

Devoniano

Devoniano

Periodo geologico compreso fra 419 e 359 milioni di anni fa. Il suo nome deriva da quello della Contea di Devon, in Inghilterra, dove furono studiate per la prima volta le rocce di questa età.



Calcare

Roccia sedimentaria formata da particelle di carbonato di calcio di origine chimica o organica o da frammenti calcarei cementati. In origine quindi era un sedimento sciolto sul fondale marino.

Camminando lungo il confine con l'Austria troviamo delle montagne imponenti fatte di **calcari** chiari come il Peralba, il Volaia, il Cogliàns con vicino la Creta di Chianevate, lo Zermùla, il Cavallo di Pontebba e, più a Est, l'Osternig. Sono i testimoni di una delle prime grandi scogliere coralline della storia della Terra. Quella carnica era lunga quasi 100 km, larga qualche chilometro, con lagune interne e si sviluppò velocemente fino a formare una costruzione potente più di mille metri. A questa costruzione, durata circa 25 milioni di anni, contribuirono miliardi di organismi di cui oggi ritroviamo ben conservati i fossili: **coralli**, **stromatoporidi**, Amphipore (piccole spugne calcaree), **tabulati** ma anche briozoi, molluschi, crinoidi, brachiopodi e alghe calcaree. Era una comunità di viventi complessa

Tabulati

Sono un gruppo di organismi coloniali estinti, tipici costruttori delle scogliere paleozoiche. Formavano colonie di celle esagonali, simili nell'aspetto a un alveare. La loro distribuzione è esclusivamente paleozoica (Ordoviciano-Permiano), con la massima presenza nei mari poco profondi di Siluriano e Devoniano.

La forra del Torrente Chiarsò (Paularo), incisa anche in calcari devoniani.

Il massiccio del Monte Cogliàns (Paluzza, Forni Avoltri).

Coralli

Organismi, sia coloniali che singoli, dotati di una struttura esterna carbonatica: sono i tipici costruttori delle scogliere attuali e fossili. Si dividono in tetracoralli, esacoralli e ottocoralli.

che prosperava in un mare basso, caldo, limpido e ossigenato. Un lento e costante sprofondamento e la continua costruzione da parte degli organismi contribuivano a mantenere la stessa profondità e quindi la giusta quantità di illuminazione. Il clima era ottimale perché ormai la nostra placca nel suo movimento verso Nord aveva superato il tropico e si era avvicinata all'equatore.

Proprio questi movimenti alla fine del periodo portarono a rompere in parte la placca lungo faglie che condussero al rapido sprofondamento della nostra scogliera e quindi alla morte di tutta la sua comunità di viventi. La placca di Gondwana si stava avvicinando pericolosamente a quella europeo-americana (Euramerica), allora unica.

Stromatoporidi

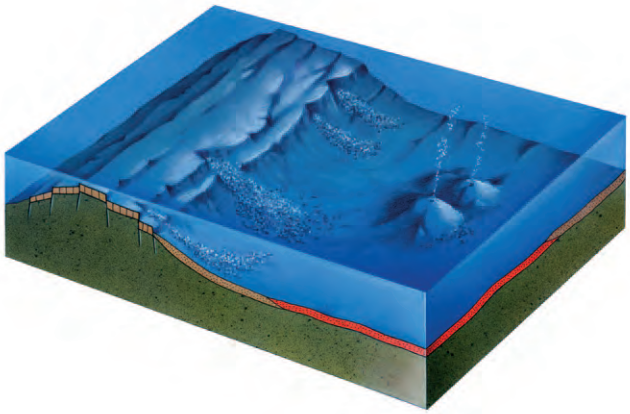
Sono un gruppo di spugne che hanno svolto un importante ruolo come costruttori di scogliere dall'Ordoviciano sino al Giurassico. Vivevano preferibilmente in acque tropicali basse.

Calcari rossi devoniani al Monte Capolago (Forni Avoltri).

Carbonifero

Carbonifero

Periodo geologico compreso fra 359 e 299 milioni di anni fa. In varie parti della terra i vegetali lasciarono enormi quantità di depositi oggi conosciuti come giacimenti di carbone, da cui il nome del periodo.



Briozoi

Phylum di organismi coloniali, quasi esclusivamente marini. Hanno struttura arborescente o a ventaglio con diversi "rami" con le teche che ospitano i singoli individui (zooidi). Vivono fissati al substrato. Sono particolarmente diffusi nei mari del Paleozoico.

Le testimonianze di questo importante periodo sono sparse fra l'Austria e l'Italia su vaste estensioni; in regione si trovano sui Monti Crostis, Dimòn, Zermùla e in particolare, interessanti per i fossili, dal Cason di Lanza fino alla zona di Pramollo.

È un periodo importante perché si sono succeduti quattro eventi fondamentali.

Nel Carbonifero inferiore enormi quantità di fanghi e sabbie fini, accompagnati da grandi frane sottomarine, coprirono come un mantello i resti della gloriosa scogliera devoniana, affossata in un mare ormai profondo centinaia di metri. Questi sedimenti, chiamati torbiditi, venivano da lontane montagne che si stavano formando a causa dello scontro fra Gondwana ed Euramerica.

All'inizio del Carbonifero superiore, quando ancora arrivavano quei fanghi, si aggiunse anche una fase vulcanica sottomarina che con emissioni di colate basaltiche da profonde fratture della crosta terrestre e brecce vulcaniche sigillarono definitivamente ciò che la vita aveva prodotto. Si depositarono così quasi 2000 metri di torbiditi e di materiale vulcanico vario. Quest'ultimo as-

Conglomerato

Roccia sedimentaria clastica, costituita da granuli grossolani (ghiaie, ciottoli) in una matrice più fine e cementati fra loro (in genere da carbonato di calcio).

Il Monte Zoufplan (Paluzza) formato da rocce del Carbonifero inferiore.

Il Monte Cuestalta (fra Paularo e Paluzza)
con i livelli del Carbonifero alle quote inferiori.

"Lave a cuscini"
al Monte Dimon (Paularo).

La Creta di Aip (Moggio Udinese) con rocce del Permo-Carbonifero.

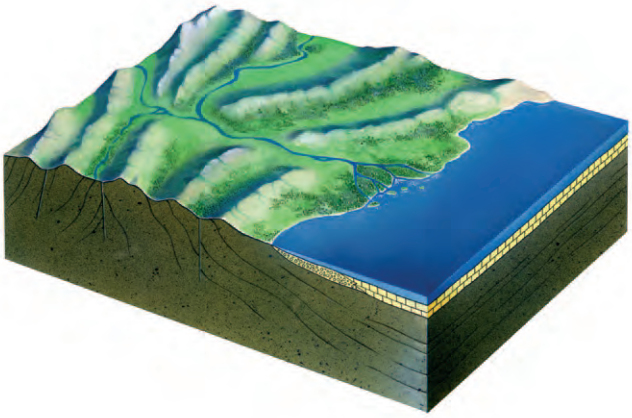
Felci arborescenti

Le felci arborescenti sono molto diffuse nelle foreste carbonifere. Appartengono all'ordine delle Pteridsoperme e, benché le foglie possano ricordare per forma le attuali felci, sono diverse da queste in quanto si riproducevano attraverso semi (e non con spore), oltre al fatto che raggiungevano diversi metri di altezza.

sume a volte un aspetto particolare, quello delle "lave a cuscini", tipiche delle effusioni in ambiente marino dove la lava, solidificandosi, può suddividersi in blocchi rotondeggianti.

A questo punto gli effetti diretti dello scontro fra placche giunsero anche qua e, sotto le spinte tettoniche della fase chiamata "Varisica" (o "Ercinica") tutti i depositi in fondo a quel mare furono sospinti fuori dall'acqua a formare delle montagne con grandi pieghe: si era formata una prima catena montuosa, quella Paleocarnica, e le due grandi placche si erano saldate fra loro. Nel Carbonifero superiore, contemporaneamente alle ultime scosse telluriche, si formarono delle ampie valli con grandi fiumi che sfociavano in lagune e bacini marini poco profondi ed il clima era caldo e umido: erano le condizioni ideali per lo

Il Monte Auernig presso Passo Pramollo.



Piani di Lanza (Paularo).

Trilobiti

Fra gli organismi più conosciuti (ed esclusivi) del Paleozoico vi sono i Trilobiti, artropodi marini estinti. Il loro nome deriva dalla divisone in tre parti del corpo sia in senso verticale (cefalo, torace, pigidio) che orizzontale (pleure laterali e rachide centrale). Oltre a muoversi sul fondo, alcune specie di trilobiti erano in grado di "nuotare".

sviluppo di grandi foreste umide con equiseti giganti, sigillarie e **felci arborescenti** (*Pecopteris*). Queste ultime, nonostante il nome, non sono imparentate con le felci attuali, oggi così diffuse nell'ambiente umido del sottobosco.

Nelle Alpi Carniche non esistono come altrove giacimenti di carbone fossile (se non in rari livelli sottili) ma in compenso abbiamo le più ricche località fossilifere d'Europa, sia di ambiente continentale, con resti vegetali perfettamente conservati, sia marino con brachiopodi, **trilobiti**, molluschi, **briozoi** e coralli. Si tratta della cosiddetta sequenza permo-carbonifera del pontebbano (alternanza di arenarie, **conglomerati** e calcari): tale situazione ambientale si mantenne, infatti, anche per buona parte del Permiano, il periodo successivo.

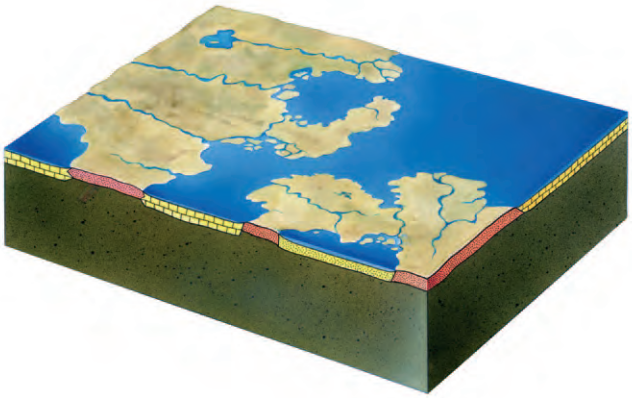
Fronda di felce arborescente del genere *Pecopteris*.

Passaggio Carbonifero-Permiano alla Creta di Alp.

Permiano

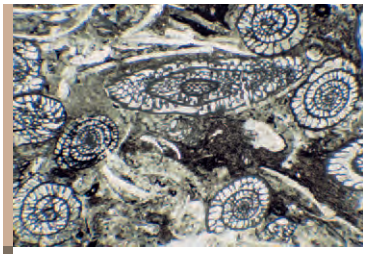
Permiano

Periodo geologico compreso fra 299 e 252 milioni di anni fa. Fu così battezzato dal nome dell'antico stato della Permia, in Russia, presso gli Urali, dove affiorano rocce di quell'età e la furono studiate in origine.



Evaporiti (Gesso)

Rocce sedimentarie originate per evaporazione di ristrette masse d'acqua (quindi in lagune o piccoli bacini con climi caldi). Si depositano così, rapidamente, i sali presenti: si va così dai gessi (solfato idrato di calcio) sino all'anidrite e al salgemma.



Fusulinidi

Sono un gruppo estinto di macroforaminiferi, organismi unicellulari che superavano il centimetro di lunghezza. Presentano un guscio allungato, a forma di fuso, costituito da calcite; compaiono al passaggio fra Carbonifero superiore e inferiore, per scomparire alla fine del Permiano. Questo ridotto arco temporale ne fa degli ottimi fossili-guida.

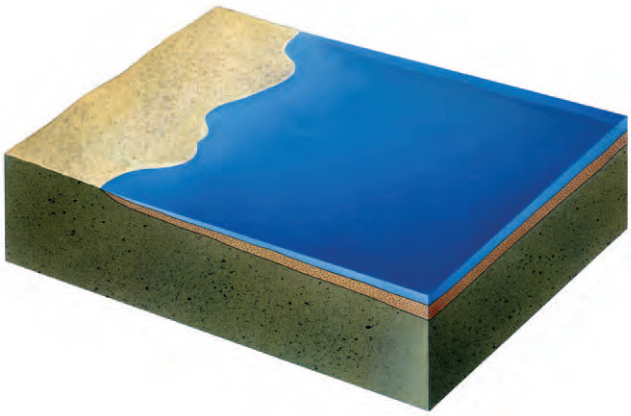
Nella zona fra Cason di Lanza e Pramollo ritroviamo le rocce della sequenza permo-carbonifera con prevalenza di fossili di ambiente marino; una particolarità di questo periodo iniziale del Permiano è la ricomparsa di piccole scogliere costruite da briozoi, brachiopodi, coralli, foraminiferi (**fusulinidi**) e alghe calcaree (Creta di Aip), mentre da Sauris a Ovaro, Paluzza, Arta e Paularo fino al Tarvisiano affiorano rocce del Permiano medio e, abbondantemente, del Permiano superiore con colori che vanno dal rosso delle arenarie al bianco dei **gessi** fino al nero di certi calcari. Durante questo periodo la nostra regione si trovava in prossimità del Tropico del Cancro, la fascia dei deserti.
I colori rispecchiano i vari ambienti: dalle iniziali lagune e mari poco profondi con qualche scogliera, si passò ad un rapido ritiro del mare quasi ovunque e al formarsi di una vastissima piana desertica, che interessava il Nord Italia, attraversata da corsi d'acqua torrentizi spesso secchi e ricoperta da sabbie rossicce come quelle dei deserti attuali. Sopra a queste si ritrovano bianchi gessi formatisi in ambiente lagunare con forte evaporazione (**evaporiti**) un po' come avviene attualmente ai margini del Mar Rosso. Il mare stava tornando lentamente a salire, occupando le parti più basse di quel deserto e così al di sopra dei gessi troviamo calcari nerastri, che allora erano dei fanghi sul fondo di baie marine un po' chiuse e con poco ossigeno.
In quei mari comunque la vita continuava il suo ciclo, ma qualche cosa ne cambiò il corso anzi lo interruppe pesantemente e tante forme si estinsero in brevissimo tempo. La fine del Permiano, infatti, è marcata da una delle più importanti estinzioni di massa dei viventi e che segna la fine dell'era paleozoica. In quei calcari neri, ricchi di resti di alghe e di microorganismi, si può osservare, da un certo punto in poi, una scomparsa quasi totale di forme viventi. Nel frattempo le placche si erano saldate tutte fra loro, dando origine ad un supercontinente: la Pangea.

Arenaria di Val Gardena presso Ligosullo.

Triassico

Triassico

Periodo geologico compreso fra 252 e 201 milioni di anni fa. Nelle Alpi, e soprattutto in Germania sono facilmente distinguibili tre (da qui il nome) diverse successioni rocciose e fossilifere (Buntsandstein - la più antica, Muschelkalk e Keuper - le più recenti).



Ammonoidi

Gli ammonoidi sono cefalopodi con una conchiglia esterna avvolta a spirale, generalmente su se stessa; le camere sono suddivise da setti. Dotati di autonoma capacità di nuoto, appaiono nel Devoniano ma il massimo sviluppo si ha nel Mesozoico (Ammoniti vere e proprie sono quelle giurassiche e cretacee). Si estinguono al passaggio Cretaceo/Terziario.

Le rocce di questo periodo occupano la gran parte del territorio montano della regione come anche quello delle Dolomiti e dei monti della Slovenia. Le dolomie triassiche costituiscono la struttura delle montagne più celebri per la loro bellezza e che in parte ricadono nel sito UNESCO, patrimonio dell'umanità. Le dolomie sono accompagnate da altre rocce talora ricchissime di fossili studiati da tantissimi ricercatori di tutto il mondo. Ma andiamo per ordine.

In Friuli all'inizio del periodo (**Triassico inferiore**) si estendeva una vasta area marina poco profonda, dove arrivavano sedimenti trasportati da fiumi che scendevano da Sud, da zone emerse che oggi si trovano sotto l'Adriatico e la pianura. I mari di quell'inizio di era mesozoica erano quasi disabitati, qualche mollusco e qualche ostracode e poco più; dopo il disastro dell'estinzione ci volle molto tempo per ricominciare, poi il meccanismo della vita, una volta innescato e avviato, riesplose in innumerevoli nuove forme. Fu così che già nel **Triassico medio**

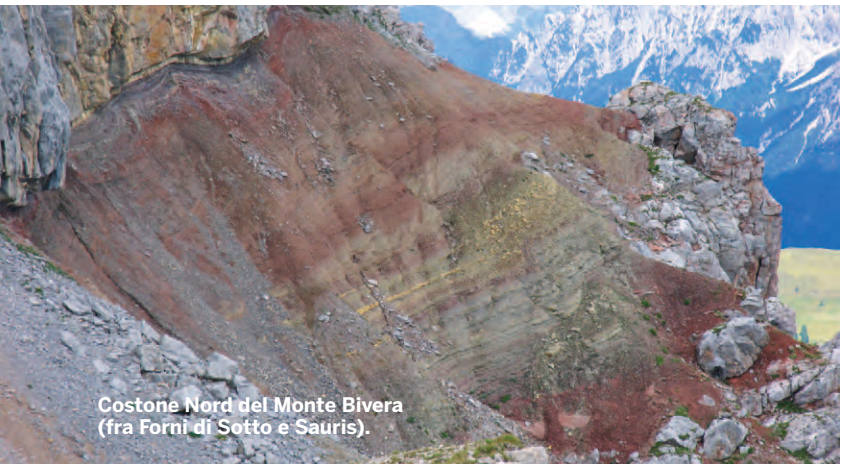
Livelli del Werfen al Monte Veltri (Sauris).

Triassico inferiore al Monte Veltri (Sauris).

Ripple marks nelle rocce triassiche presso Ampezzo.

Il Triassico delle Dolomiti Pesarine.

I campanili dei "Lander" modellati nei depositi del Triassico medio del Monte di Rivo (Arta Terme).



Costone Nord del Monte Bivera (fra Forni di Sotto e Sauris).

La successione triassica del Col Gentile (fra Sauris e Ovaro).

Rettili marini

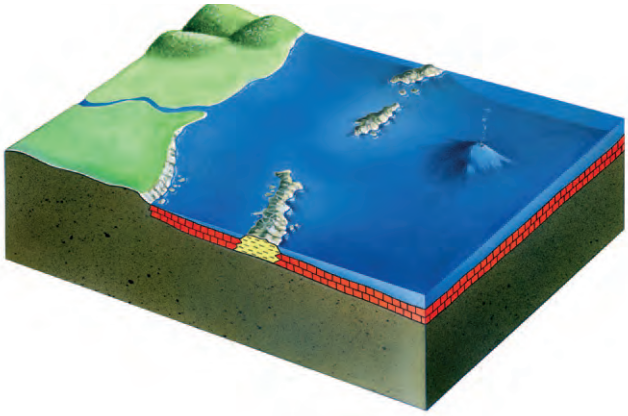
L'espansione del rettili, che caratterizzerà tutto il Mesozoico, si verifica durante il Triassico e questi vertebrati, contraddistinti dal deporre un uovo amniotico, occupano tutti gli ambienti, sia continentali che marini. Fra i rettili marini del Triassico troviamo ittiosauri, notosauri, palcodonti (un cranio nella foto). Tutti questi gruppi si estingueranno al passaggio Cretaceo-Terziario, alcuni anche prima.

si riformarono piattaforme carbonatiche costituite da fanghi e frammenti calcarei prodotti da organismi come alghe calcaree, briozoi, brachiopodi, crinoidi e molluschi. All'inizio erano piattaforme isolate (Dolomia del Serla) in mari mediamente profondi dove si diffusero varie forme evolute di pesci, di **rettili marini** (placodonti e ittiosauri) e, molto importanti, le **ammoniti** (*Monophyllites*, *Proarcestes*, *Protrachyceras* ecc.); poi le piattaforme carbonatiche si ingrandirono e divennero più complesse con vere scogliere e lagune interne durante tutto il Triassico medio (Dolomia dello Sciliar), subirono qualche momento di crisi in corrispondenza della ripresa di eruzioni vulcaniche, specialmente nella zona attuale del Tarvisiano e delle Dolomiti.

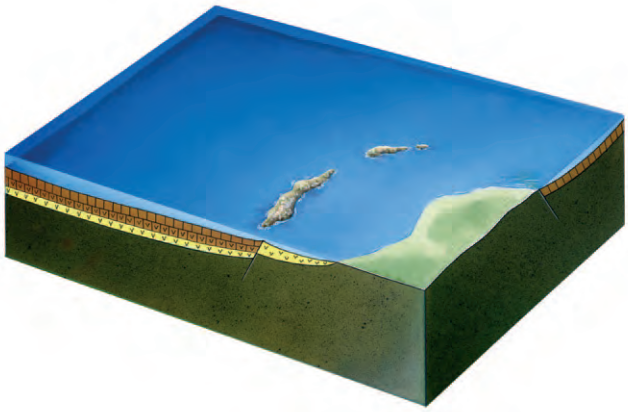
All'inizio del **Triassico superiore** questa piattaforma prima emerse e poi sprofondò, quindi morì per le stesse ragioni delle precedenti: faglie distensive la frammentarono e la fecero sprofondare in gran parte. Solo in alcuni punti si svilupparono altre piattaforme separate da bacini più o meno profondi e in taluni punti poco ossigenati, colmati da fanghi nerastri ricchi di materia organica. Questi sedimenti sono all'origine degli scisti bituminosi cavati nelle miniere fra Ovaro a Fusea in Carnia.

L'azione di riempimento delle fosse create dalle faglie continuò fino al loro completo colmamento e al formarsi di basse lagune, zone costiere e pianure alluvionali durante tutto il Carnico che è uno stadio iniziale del Triassico superiore. Alla fine si ricreò una situazione molto simile a quella del Permiano superiore, circa 30 milioni di anni prima, una enorme, e piatta distesa di sabbie rosse battute dal sole; come allora piano piano si riformarono lagune salate che diedero origine a depositi di sali e gesso bianco e rosa.

Triassico medio



Triassico superiore



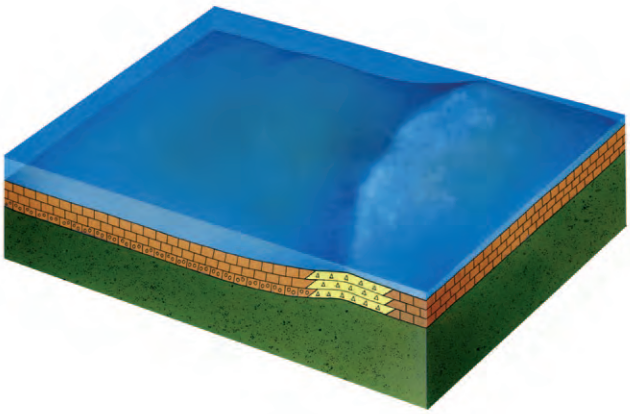
Anche questa volta il mare riguadagnò terreno lentamente e su questa distesa omogenea alla fine del Triassico si formò una delle più vaste piattaforme carbonatiche (estese aree di mare basso con parziali emersioni e produzione di materiale carbonatico) di tutti i tempi, quella che diede origine alla Dolomia Principale. I resti molto abbondanti di questa formazione si ritrovano oggi dall'Appennino a tutte le Alpi fino in Slovenia. L'ambiente è stato paragonato a quello delle attuali Bahamas con vaste lagune di mare trasparente, qualche isola fangosa e una lunga e stretta scogliera che si affacciava su un mare profondo e scuro. Su quelle isole, si è scoperto, passeggiavano grandi rettili, dinosauri erbivori ma anche carnivori che lasciavano le loro profonde impronte in quei fanghi. Non lontano dovevano esserci isole più grandi con vegetazione e collegate al continente emerso, perché si sono rinvenuti fossili di rettili arboricoli e anche volanti, i primi!
Verso Nord esisteva un mare scuro con il fondo fatto di fanghiglie nere e puzzolenti dove però si sono conservati benissimo i resti di quei rettili, di pesci, di crostacei ma anche di piante terrestri, trascinate laggiù dalle correnti. Le lagune interne erano in corrispondenza delle Dolomiti attuali, delle Prealpi Carniche e delle Alpi Giulie. Una delle poche scogliere di allora ancora conservate si trova oggi presso il Monte Pramaggiore, mentre il mare nero si trovava in corrispondenza di Forni di Sotto e Preone. Gran parte di questa successione è costituita da dolomia ma, specialmente nelle Alpi Giulie, una porzione è calcarea e viene chiamata Calcare del Dachstein dal nome di un massiccio montuoso in Austria. In questi calcari triassici si trovano alcuni dei fenomeni carsici più imponenti delle Alpi (Monte Canin).

Calcari del Triassico superiore al Monte Canin (Chiusaforte).

Giurassico

Giurassico

Periodo geologico compreso fra 201 e 145 milioni di anni fa. Il suo nome deriva da quello della Catena del Giura, in Francia, dove sono molto sviluppate le formazioni rocciose di questa età.

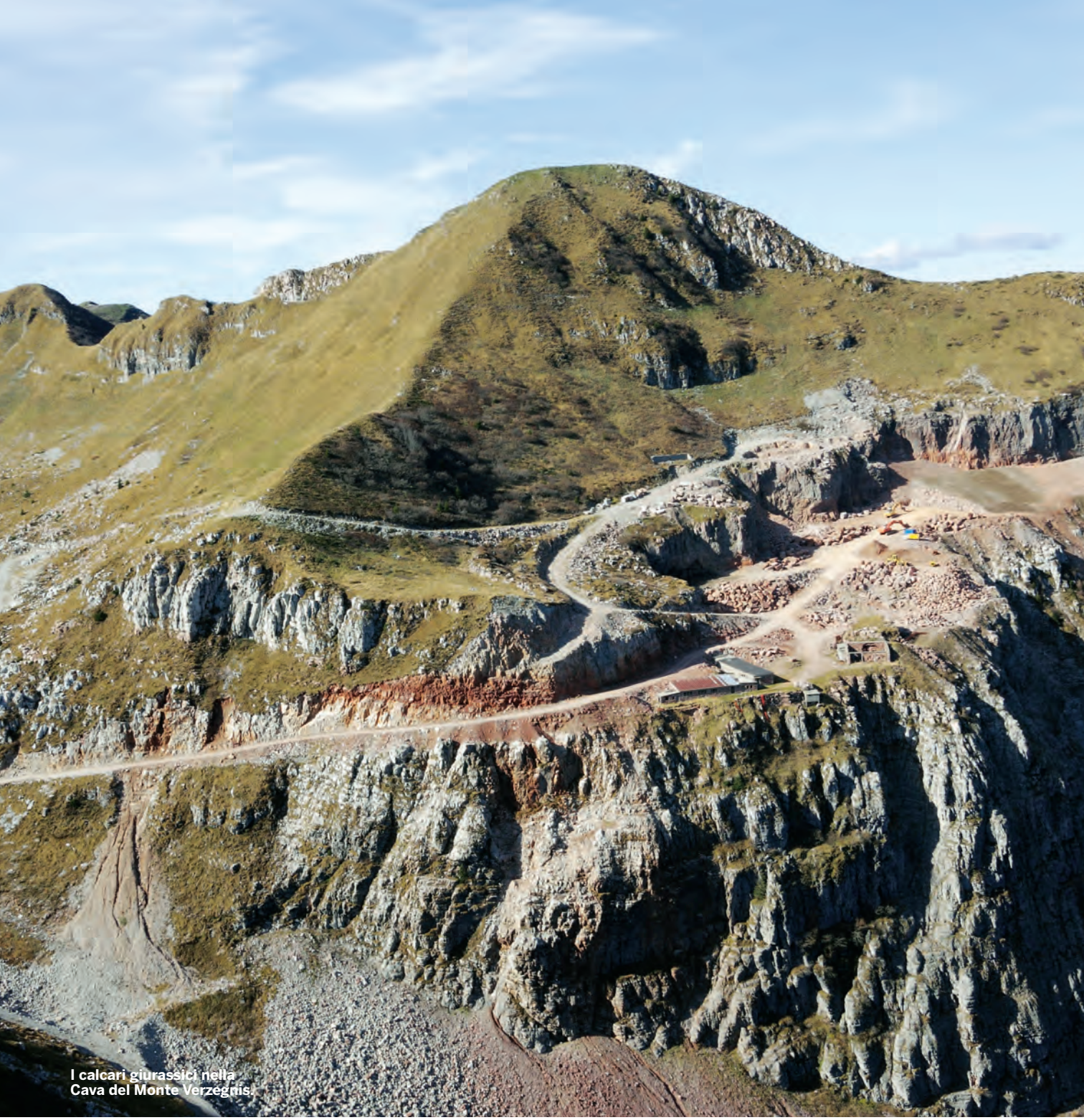


Crinoidi

Sono echinodermi marini il cui calice, dotato di braccia, è fissato al substrato attraverso un peduncolo: rappresentanti attuali sono i gigli di mare. Molto diffusi nei mari del Paleozoico e del Mesozoico, sono ottimi "fissatori" del carbonato di calcio: alcuni livelli sono ricchi di questo fossili, in particolare degli elementi che formavano il peduncolo (calcari a crinoidi o encriniti).

Le rocce di questo periodo, tutte calcaree, affiorano in gran parte nelle Prealpi Carniche e Giulie (sulle cime dei Monti Naiarda, Verzegnis, San Simeone, Musi e Gran Monte, nella valle del Torrente Vajont e sui monti di Claut) e sono tutte di ambiente marino. In generale non sono molto ricche di fossili ben visibili (qualche ammonite e resti di **crinoidi**), mentre sono ricchissime di microfossili (foraminiferi e radiolari pelagici) osservabili al microscopio. Questo dipende dal fatto che nel frattempo la grande piattaforma del Triassico superiore era anch'essa sprofondata o stava sprofondando in tutta la Carnia e al suo posto vi era un mare profondo popolato da microorganismi mentre a Sud, dove oggi c'è la pianura, continuava a prosperare la cosiddetta Piattaforma Friulana; lo possiamo capire dai dati ricavati dai pozzi profondi fatti in pianura e nel Mare Adriatico per la ricerca degli idrocarburi (petrolio e gas) o dell'acqua. Gli unici punti dove possiamo vedere direttamente i resti di quella piattaforma sono sui monti più vicini alla pianura (ad esempio sul Monte Prât).

Livelli del Giurassico nel Monte Agar (Prealpi Carniche).



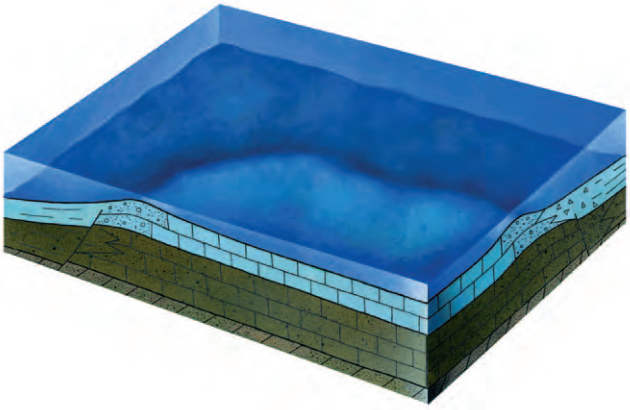
I calcari giurassici nella Cava del Monte Verzegnis.

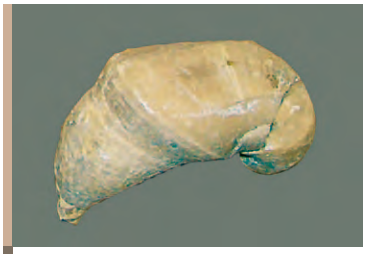
La crosta terrestre era di nuovo in movimento e la Pangea si stava rompendo, e si formavano nuovi oceani nei punti di allontanamento delle placche. Gli effetti dell'apertura dell'Oceano Atlantico settentrionale giunsero fino a casa nostra. I grandi dinosauri che ebbero il massimo sviluppo in questo periodo vivevano sulle terre ferme poste più ad Ovest.

Cretaceo

Cretaceo

Periodo geologico compreso fra 145 e 66 milioni di anni fa. Il suo nome deriva da "creta", una roccia calcarea bianchissima di origine marina composta da miliardi di gusci di foraminiferi e frammenti di altri frammenti molto diffusa in Francia, Inghilterra (le bianche scogliere di Dover) e Germania.





Rudiste

I mari di piattaforma del Cretaceo vedono la rapida diffusione (ma anche, alla fine del periodo, l'estinzione) di un particolare gruppo di bivalvi, le rudiste. Sono caratterizzate da due valve completamente asimmetriche, una generalmente conica e più o meno ornamentata, fissata al substrato e l'altra più piccola e da piatta a tronco conica, con funzioni di opercolo. Danno origine a formazioni organogene simili a scogliere.

Le rocce di questo periodo affioranti in regione sono quasi tutte calcaree e si ritrovano concentrate in particolari aree, moto estese, come il Carso e il Piancavallo, o in massicci isolati come il Monte Ciaurlec, il Monte Cuar, la Bernadia e i rilievi più alti delle Valli del Natisone. Sono luoghi che si affacciano sulla pianura friulana dove si sviluppa intensamente il carsismo con grotte profonde, ricordiamo che il nome del fenomeno ha origine proprio dal Carso.

Queste rocce sono i resti di quella Piattaforma Friulana che continuava a svilupparsi più a Sud della Carnia dove invece c'era ormai un mare profondo. Sull'orlo di questa grande piattaforma c'erano piccole scogliere, dove la facevano da padrone le **rudiste**, dei grandi molluschi bivalvi. Verso Est, invece, stava avvenendo qualche cosa che avrebbe poi cambiato completamente le sorti di questi luoghi tranquilli. Nuovamente faglie profonde stavano frantumando la piattaforma e grandi frane sottomarine scaricavano materiale roccioso sul fondo del Bacino Sloveno: poco più in là stava crescendo una catena montuosa, le Dinaridi. Questo processo divenne sempre più intenso e alla fine del periodo gran parte della Piattaforma Friulana era annegata, rimaneva soltanto la parte più a Sud, quella del Car-

Campi solcati sui calcari cretacei del Monte Glava (Valli del Natisone).

I calcari cretacei del Carso Triestino (Sentiero Rilke, sullo sfondo il Castello di Duino).

so. A tutto questo sconvolgimento si aggiunse anche un altro evento di estinzione di massa dei viventi, quello più noto, della fine del Cretaceo, che quindi coincide anche con la fine dell'Era Mesozoica. Altrove si estinsero i **dinosauri** terrestri e marini, i rettili volanti e gran parte degli altri rettili; nel nostro territorio, allora un ambiente marino, si estinsero definitivamente le rudiste e le ammoniti e la maggioranza dei foraminiferi.
Il Nord Atlantico si era aperto completamente e il Sud America si era staccato dall'Africa aprendo anche il Sud Atlantico. In questo periodo iniziarono a formarsi tutte le grandi catene montuose (orogenesi Alpino-Himalayana), dalle Alpi all'Himalaya fino alle Ande e alle Montagne Rocciose del Nord America.

Rettili terrestri (dinosauri)

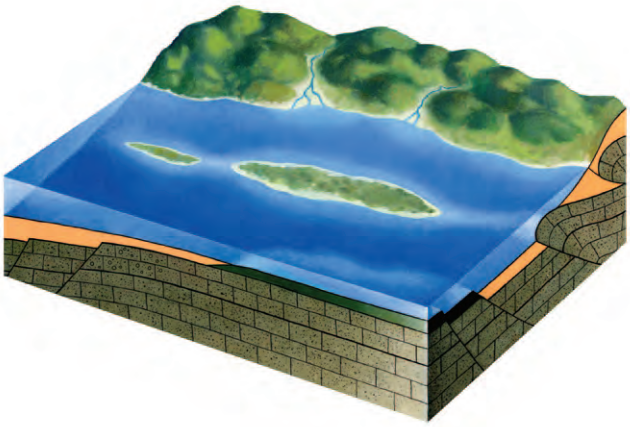
Fra i rettili che dominano il Mesozoico, vi sono i dinosauri, caratterizzati dagli arti posti al di sotto del corpo e non lateralmente ad esso (come coccodrilli o lucertole). Comparsi a metà Triassico, occupano tutte le nicchie ecologiche con specie ben diversificate, carnivori o erbivori, dal corpo coperto di scudi o da piume, da molto piccoli ad enormemente grandi. Si estinguono al passaggio fra Cretaceo e Terziario.

Livelli del Cretaceo al Monte Sabotino (Gorizia).

Paleogene

Paleogene

Periodo geologico compreso 66 e 23 milioni di anni fa. Il suo nome è una parola composta dal greco che significa antica generazione, nel senso di più antica età della nuova Era. È chiamato anche Nummulitico a causa della comparsa e dell'enorme sviluppo delle Nummuliti. Comprende Paleocene, Eocene e Oligocene.



Flysch

Non si tratta di una vera e propria roccia, ma dell'alternarsi più o meno regolare di livelli di arenarie, argilliti e marne. In generale è legato a frane sottomarine e/o correnti di torbida ed è considerato indicatore di una orogenesi in atto.

In tutte le Valli del Natisone affiorano rocce di questo periodo, sono prevalentemente areniti ma anche brecce, siltiti, argilliti e marne (Flysch). Sono tutte rocce formatesi da frammenti più o meno fini di altre rocce provenienti da montagne che si stavano innalzando ad oriente e della Piattaforma Friulana che veniva progressivamente distrutta ad Ovest. Esse affiorano abbondantemente anche nel resto delle Prealpi Giulie sui monti alle spalle di Faedis, Nimis e Artegna ed inoltre nei dintorni di Clauzetto di Meduno, Barcis e Claut. Trieste appoggia su queste rocce mentre sul Carso troviamo le ultime testimonianze dei calcari di quella piattaforma che ancora sopravvisse fino a metà periodo, con fossili abbondantissimi di **nummuliti** e alveoline (foraminiferi), e che poi sprofondò definitivamente.

L'Eocene a nummuliti di Tugliezzo (Venzone).

Dopo la grande estinzione era iniziata una nova Era, quella Cenozoica, con lo sviluppo di nuove forme di vita sia fra le piante, con la diffusione delle praterie e degli alberi con fiore, sia fra gli animali con i mammiferi e gli uccelli. Tutti si dovevano adattare ad un mondo che stava cambiando velocemente con i continenti che si stavano allontanando fra loro, ma anche che in altri punti si scontravano con conseguenze catastrofiche.
È in questo periodo che si svilupparono le fasi più importanti nella formazione delle grandi catene montuose. Dalle nostre parti si alzavano velocemente ed emergevano dal mare catene di isole lunghe e strette (simili a quelle di oggi della Dalmazia in Croazia) accompagnate da grandi terremoti che producevano enormi frane sottomarine e quindi maremoti disastrosi. In lontananza, sia a Nord che a Est, esistevano già delle montagne elevate. Le montagne si alzavano, muovendosi lungo grandi faglie a basso angolo, che portavano a sovrapporsi porzioni di crosta grandi decine di chilometri su altre e chiamate, per questo, sovrascorrimenti.
Non lontano, specialmente in alcuni settori del Veneto, era ripresa l'attività vulcanica.
Anche se il clima era sicuramente caldo, testimoniato, sempre in Veneto dalle famose faune a pesci tropicali di Bolca, da queste parti non c'erano sicuramente le condizioni ideali per la vita animale e quindi, a parte alcuni livelli particolarmente ricchi di foraminiferi, **bivalvi** e coralli: di fossili di questo periodo la nostra regione non abbonda.

Nummuliti

Con il rinnovamento faunistico legato all'estinzione verificatasi al passaggio Mesozoico/Terziaro molte "nicchie ecologiche" rimangono libere. Anche i foraminiferi (organismi unicellulari) possono svilupparsi in condizioni favorevoli tanto da superare i 2 cm di diametro come accaduto alle nummuliti (dal latino "monete di pietra"): sono talmente diffuse nel Paleogene da formare interi livelli di roccia.

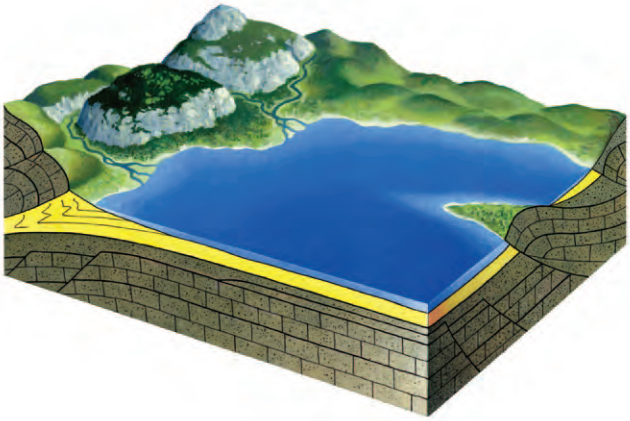
La cresta dello Joanaz verso Porzus (Attimis).

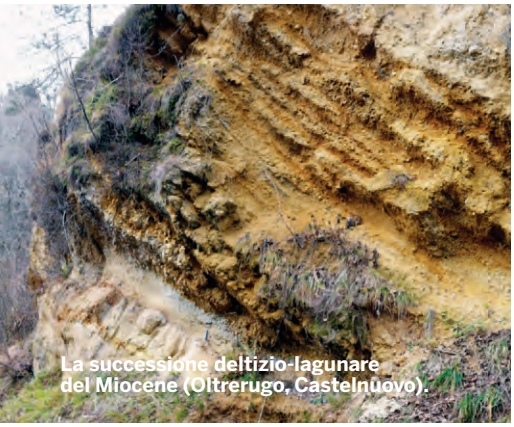
Bivalvi

Fra i molluschi oggi più comuni in ambiente marino (ma presenti nel nostro pianeta sin dall'Ordoviciano), vi sono i bivalvi, dotati di due valve generalmente simmetriche.

Neogene

Neogene
Periodo geologico compreso tra 23 e 2,58 milioni di anni fa. Il suo nome è una parola composta dal greco che significa nuova generazione, nel senso di più recente età della nuova Era. È suddiviso in Miocene e Pliocene.




La successione deltizio-lagunare del Miocene (Oltrerugo, Castelnuovo).

Le colline di Osoppo, Susans, Ragogna, Sequals, Meduno, Fanna e Polcenigo sono costituite da areniti, argilliti e conglomerati talora molto ricchi in fossili di bivalvi, gasteropodi ed echinodermi, denti di squali e anche, in casi eccezionali, di cetacei (Meduno). Dopo un iniziale periodo relativamente tranquillo e favorevole alla vita, con ambienti di laguna o di spiaggia presso mari bassi e caldi, la terra si rimise in moto e, a metà periodo, la fase tettonica alpina riprese vigore: si innalzarono così gran parte delle montagne delle Prealpi così come oggi le conosciamo, torrenti e fiumi erodevano quelle zone trasportando al mare grandi quantità di ghiaie e sabbie e contribuendo, così, a formare parte dell'attuale pianura friulana.
In quelle lontane (nel tempo) praterie e pianure alluvionali vagavano gli antenati del cavallo, del bue ma anche del rinoceronte, come testimoniato dalle impronte che lasciarono nelle arenarie del colle di Osoppo.
Si ritiene che nell'età geologica chiamata Messiniano (fra i 5 e i 7 milioni di anni fa), il mare Mediterraneo si fosse in gran parte prosciugato e quindi le pianure dovevano essere ancora più estese. Verso la fine del Neogene però cominciarono a cambiare le condizioni del clima, divenne più fresco e umido, quindi piovoso, e con i fiumi che aumentarono le loro azioni di erosione in montagna e di deposito in pianura e in mare; quest'ultimo nel frattempo era di nuovo tornato al livello normale: la pianura friulana però era stata quasi completata.

Quaternario

Sedimenti fluviali e glaciali presso Aonedis, ai margini dell'Anfiteatro Morenico del Tagliamento.

Quaternario
Ultimo periodo geologico, iniziato 2 milioni e 580 mila anni fa con le prime grandi glaciazioni. Il nome deriva dall'originaria suddivisione del tempo geologico, fatta da uno studioso italiano, in quattro ere: Primaria, Secondaria, Terziaria e Quaternaria; oggi gli specialisti si sono messi d'accordo per mantenere quel nome applicandolo però ad un periodo geologico, l'ultimo appunto, quello in cui viviamo.

Quello che vediamo attualmente, come forme delle montagne e delle valli, o come depositi nelle stesse valli e nella vasta pianura fino alle coste, è il risultato dell'opera di modellamento operato prima dai ghiacciai, e poi dai torrenti e dai fiumi che hanno agito sulla catena montuosa, che si era strutturata nei periodi precedenti, e sul mare, che si era gradualmente ritirato verso Sud. In alcune fasi più importanti, le glaciazioni sono arrivate quasi a coprire completamente i rilievi, formando lungo le valli un flusso continuo di ghiaccio spesso più di mille metri continuo verso mare che disgregava e trasportava le rocce scolpendo i fianchi delle montagne. In pianura le lingue glaciali si scioglievano e davano origine a grandi fiumi che nei momenti di maggiore scioglimento producevano enormi masse d'acqua che generavano alluvioni con deposito di detriti. Più volte il clima cambiò generando fasi glaciali più intense, separate da periodi relativamente più caldi. Era un ambiente simile a quello che possiamo vedere attualmente in Groenlandia o in Alaska.
Nei periodi più caldi le valli venivano abitate da una fauna di piccoli e grandi mammiferi quali le marmotte, i cervi, i cinghiali simili a quelli attuali ma anche dai grandi orsi delle caverne e sul Carso persino da leoni e iene. Erano animali in competizione con un avversario formidabile: l'uomo. Prima il Neanderthal e poi il Sapiens si imposero sul territorio, occupando i ripari e le grotte migliori e cacciando gli animali.
Ci sono tante testimonianze che vengono da scavi condotti un po' ovunque sul Carso e sulle Prealpi nei depositi di grotta del Pleistocene, la prima epoca del Quaternario. Nell'epoca successiva, l'Olocene, il clima migliorò e le gelide pianure divennero abitabili consentendo all'uomo di trasformarle con le abitazioni, le strade e l'agricoltura diffusa su tutta l'area.

Il Riparo di Biarzo (Pulfero), utilizzato dall'uomo sin da diecimila anni fa.

Franco Cucchi

LEGGERE LE FORME DEL TERRITORIO

Perché alcune montagne sono aspre e altre hanno forme più dolci? È la somma di rocce presenti, storia geologica e agenti modellatori (soprattutto l'acqua, ma anche gravità, ghiaccio, vento...) che disegna il territorio.

La forra incisa dal Natisone presso Premariacco.

La valle di origine glaciale percorsa dal Rio Chiaula (Paluzza).

C'è poco da discutere: sono le caratteristiche geologiche a guidare l'evoluzione morfologica della superficie terrestre. Nell'analizzare il "paesaggio geologico" quindi, è importante riconoscere non solo i processi e gli agenti che hanno generato le morfologie, ma anche come e quanto esse siano state condizionate dalle caratteristiche prettamente geologiche.
I processi di disgregazione e di alterazione si incaricano di predisporre le superfici esposte agli agenti morfogenetici che hanno il compito di modificarne l'aspetto e la forma.
Le variazioni volumetriche dovute all'insolazione, al ghiaccio, all'acqua e ai sali che interagiscono con il reticolo cristallino, provocano la disgregazione della roccia e la genesi di clasti. L'acqua delle precipitazioni e l'ossigeno dell'atmosfera agiscono sulle rocce (erosione, corrosione....); gli esseri viventi nel suolo provocano azioni biochimiche alteranti e disgreganti.
La gravità, le acque impattanti e scorrenti, il vento, mobilizzano i clasti, erodendoli e trasportandoli altrove: si generano così nuove forme per erosione e altre per deposito. Le modifiche sono talora lentissime e progressive, talora improvvise e brusche, quasi catastrofiche.
Il vento, ma ancor di più l'acqua nelle sue molteplici forme, gocce di pioggia, rivoli, lamine, rii, corsi d'acqua, moti ondosi, correnti, ghiacci, nevi, prendono in carico i clasti in funzione dell'energia che hanno, li fanno scivolare, rotolare, saltellare, li tengono in sospensione, li spostano, li disperdono, li accumulano.
E nel tempo, la superficie si modella: là dove il materiale è più facilmente mobilizzabile prevalgono le forme erosive, abrasive, esarative e di dissoluzione (forme "in negativo"). Là dove l'energia non riesce più a mobilizzare prevalgono le forme di deposito (forme "in positivo"): coni di detrito, falde

Erosione (a monte) e deposito (a valle) da parte del Rio Moscardo (Paluzza).

di detrito, corpi di frana, depositi alluvionali, depositi lacustri, costieri e marini, dune, loess, concrezioni, morene. Là dove la mobilizzazione è assente, abbiamo l'eluviale, i detriti residuali, i crostoni. Sta a noi riconoscere le forme "in negativo" e quelle "in positivo", interpretarne la genesi, ipotizzarne l'evoluzione. Anche perché le rocce non sono tutte eguali, alcune si alterano, altre si solubilizzano più facilmente. Alcune sono omogenee, compatte, poco suddivise, altre sono disgregabili, frammentate. E l'acqua e il vento selezionano: prima asportano e poi depositano in maniera differenziata. Le vicissitudini geologiche possono piegare, spezzare, spostare le masse rocciose: la forma delle pieghe, il tipo di piano di rottura, l'intensità degli sforzi, provocano fratture e suddivisione. Si generano superfici e volumi le cui dimensioni, forme, orientazioni "guidano" lo scorrere delle acque e dei ghiacci: nel piccolo e nel grande sono la litologia e l'assetto geologico strutturale che condizionano la forma dei rilievi.
Per un geologo, come per qualsiasi osservatore, è appagante saper comprendere l'evoluzione del paesaggio geologico e i condizionamenti che lo hanno guidato.
Ma il "paesaggio geologico" è solamente uno degli aspetti del "paesaggio", termine che assume significati diversi se usato da un pittore, un geografo, un architetto o un geologo.
La Convenzione Europea del Paesaggio ha stabilito nel 2000, a Firenze, che con "paesaggio" si designa una determinata parte di territorio, così come è percepita dalle popolazioni, il cui

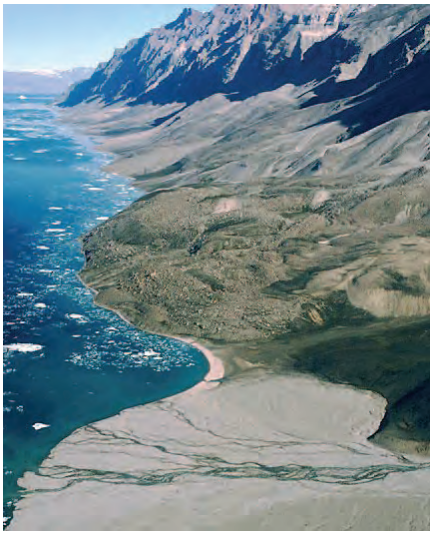
Disgregazione fisica

Processi	Agenti	Rocce	Zone climatiche	Acqua	Prodotti
Crioclastismo	ghiaccio	tutte	fredde-umide	sì	crioclasti
Termoclastismo	insolazione	tutte	calde-aride	no	termoclasti
Idroclastismo	acqua	argillosi	umide	sì	idroclasti
Aloclastismo	sali	tutte	varie	sì	aloclasti
Bioclastismo	esseri viventi	tutte	varie	no	bioclasti

Alterazione chimica

Processi	Agenti	Rocce	Zone climatiche	Acqua	Prodotti
Soluzione	acqua e CO_2	evaporitiche e carbonatiche	varie, umide	sì	minerali residuali
Idrolisi	acqua	silicatiche	calde-umide	sì	minerali argillosi ossidi, silice
Idratazione	acqua	alcune	umide	sì	minerali idrati
Ossidazione	ossigeno	alcune	varie	no	ossidi
Azioni biochimiche	esseri viventi	tutte	varie	sì	suoli

Corrosione differenziata: in un calcare fossilifero, i grandi cristalli calcitici dei resti organici resistono alla dissoluzione ben più dei piccoli cristalli che costituiscono la minuta pasta di fondo "micritica".



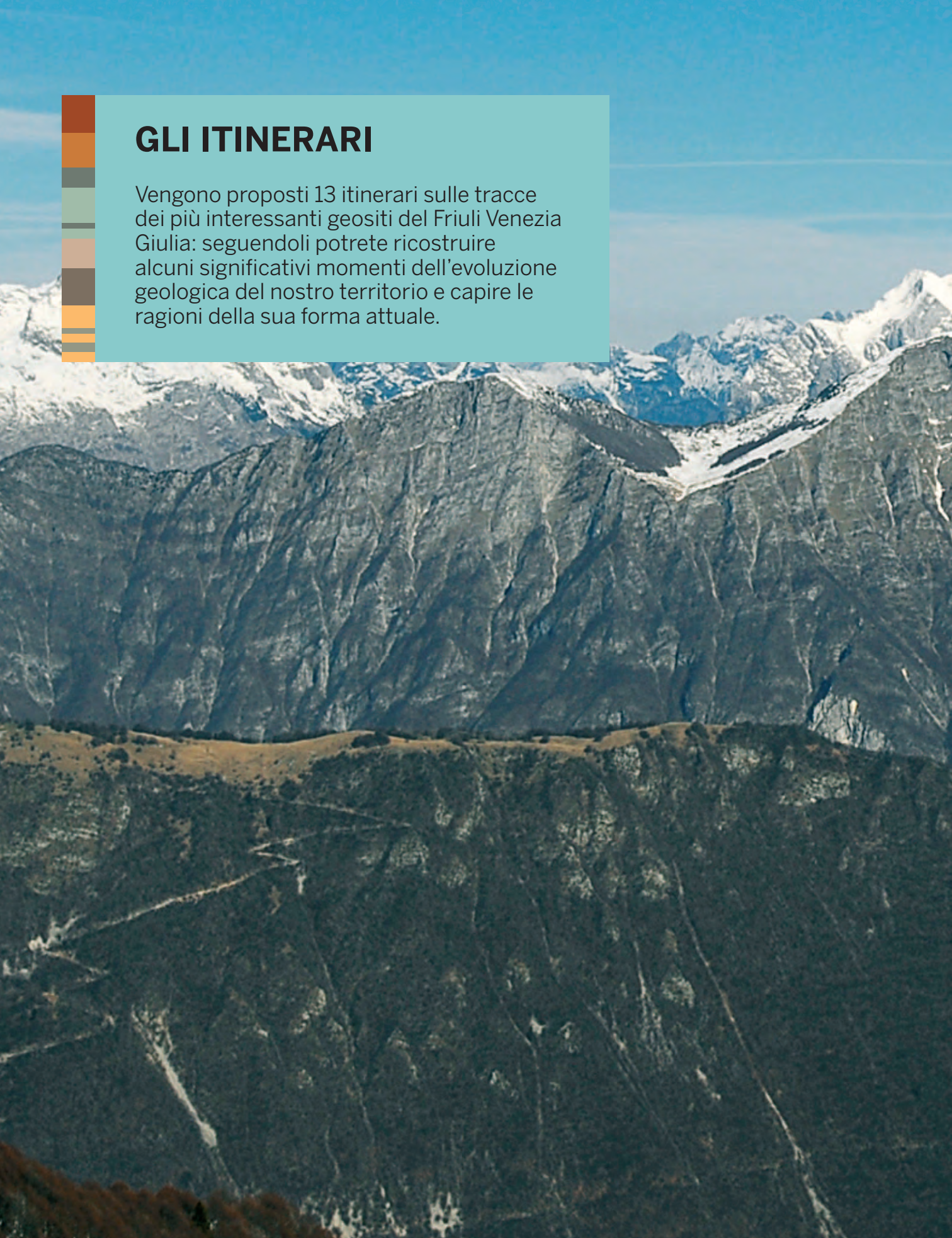
Versanti glaciali in evoluzione. In alto detrito di falda e falde di detrito rimaneggiati, al centro archi morenici e corpi di frana e, in basso, delta.

Il Monte Tuglia in Val Pesarina.

carattere deriva dall'azione di fattori naturali e/o umani e dalle loro interrelazioni. Il paesaggio, quindi, è il risultato dei processi naturali di cui stiamo parlando e dell'azione dell'uomo. Che a sua volta è condizionata, e lo è stata soprattutto in passato, dall'ambiente naturale in cui si esprime. Un semplice esempio tra tutti: gli insediamenti preistorici in montagna che spesso risultano vicini a malghe e casere ancora esistenti ed utilizzate. L'ubicazione delle malghe è dettata da aspetti idrogeologici (la vicinanza a sorgenti), geologico applicati (posizione sicura da eventi franosi o alluvionali), climatici (valanghe). Purtroppo oggi sempre di più l'uomo pretende di condizionare i processi naturali.
Davanti ad una cartolina con una veduta montana dobbiamo imparare a scomporre il paesaggio attraverso immagini tematiche. Panizza e Piacente suggeriscono tre temi:
> il tema geomorfologico,
> il tema vegetazione,
> il tema antropizzazione.
Questa modalità di lettura deriva dall'impostazione di un grande geografo friulano, Olinto Marinelli. Basta leggere l'elenco delle tavole del suo monumentale "Atlante dei tipi geografici" del 1922. Ne citiamo alcune: Altipiani carsici prealpini, Laghi morenici e pseudo morenici, Lagune vive, valli da pesca lagunari, Tipi di vegetazione e di coltura delle pianura padana, Forme di abitati in dipendenza da condizioni locali di acque e rilievo. Marinelli aveva chiara in mente l'interazione tra processi geomorfologici, vegetazione, insediamenti e attività umane. Ma la Convenzione di Firenze, nel definire i mutui legami tra natura e uomo nella creazione del paesaggio, ha introdotto ancora un fattore: la popolazione. Come la gente percepisce, come comprende e fa suo il luogo in cui vive: per capire un paesaggio bisogna ascoltare le indicazione trasmesse dal posto.
Il libro delle rocce e le tele delle forme non sono di facile lettura. Specie per gli abitanti di un Paese in cui la cultura geologica è scarsa a tutti i livelli, dai programmi scolastici alle trasmissioni naturalistiche televisive, dai quotidiani alle riviste. Ci si limita a una concezione catastrofista: tettonica a zolle, vulcanesimo ed eruzioni, sismicità e terremoti, dissesto idrogeologico con frane ed alluvioni. Spesso con frasi fatte e banalità.
È più immediato, e meno faticoso, per la gente riconoscere il valore estetico di una chiesetta antica persa nella pianura, il significato di un mulino che rappresenta un'altra concezione del lavoro, il fascino di un albero isolato, che c'era ai tempi di mio padre e magari ai tempi di mio nonno e che così diventa un testimone del tempo, delle generazioni, della Storia. È decisamente più difficile capire l'evoluzione del paesaggio morenico negli ultimi 20.000 anni, è molto più faticoso apprezzare un nodulo di gesso in un'arenaria che ci racconta del clima di 200 milioni di anni fa. E così geografia e geologia vengono posti ai margini di una lettura globale del paesaggio, diventando anche le "Cenerentole" della conservazione della natura.
Ma è proprio vero che non sappiamo apprezzare il valore della "geodiversità", comprendendone il valore e il significato? È difficile ma certamente non impossibile: dobbiamo imparare a leggere le forme dei monti, delle valli, delle pianure, delle coste; possiamo rivivere l'ambiente di formazione di una roccia, cercare di seguire il percorso dell'acqua oggi e nel passato, capire che l'evoluzione geomorfologica segue i ritmi lenti del "tempo profondo".
In fondo bastano alcune chiavi di lettura: fornirle è lo scopo essenziale di questo libro.

GLI ITINERARI

Vengono proposti 13 itinerari sulle tracce dei più interessanti geositi del Friuli Venezia Giulia: seguendoli potrete ricostruire alcuni significativi momenti dell'evoluzione geologica del nostro territorio e capire le ragioni della sua forma attuale.



Le rocce più antiche d'Italia: la Catena Carnica

Le pendici meridionali del massiccio del Monte Coglians e la Creta Monumenz.

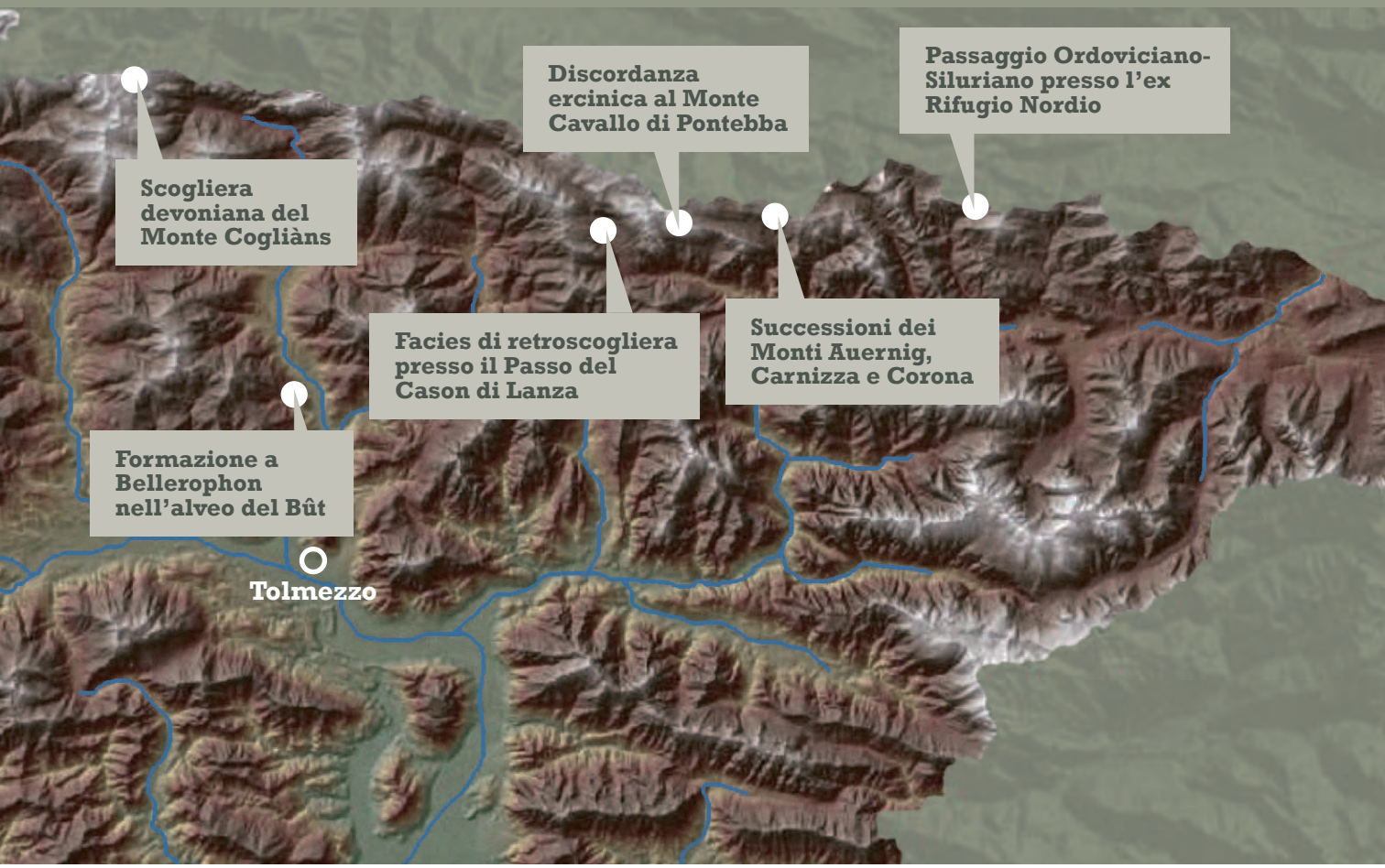
Tra le regioni italiane il Friuli Venezia Giulia è senza dubbio una della più interessanti dal punto di vista geologico e paleontologico; in quest'area, infatti, affiora una successione sedimentaria che dall'Ordoviciano superiore (circa 460 milioni di anni fa) arriva fino ai giorni nostri. Se si potessero impilare le rocce che formano questa straordinaria successione otterremmo una colonna alta circa 30 Km.

La parte più antica di questa successione paleozoica costituisce il nucleo delle Alpi Carniche, a cavallo del confine con l'Austria: è una delle più complete e meglio conservate d'Europa e, forse, del mondo. Ripercorrere le tappe del "Paleozoico Carnico" è uno straordinario viaggio nel tempo; a chi sa leggerle, infatti, le rocce raccontano la loro storia e, nella loro successione, come pagine di un libro, la storia di un territorio.

Volendo ripercorrere con un itinerario queste vicende, dobbiamo partire dalla Val Uqua, a nord di Ugovizza, dove, nei pressi dell'area in cui sorgeva il Rifugio Nordio reso inagibile dall'alluvione del 2002 e successivamente demolito, affiorano alcuni livelli dell'Ordoviciano superiore: le più antiche rocce sedimentarie delle Alpi.

Luca Simonetto
Giuseppe Muscio

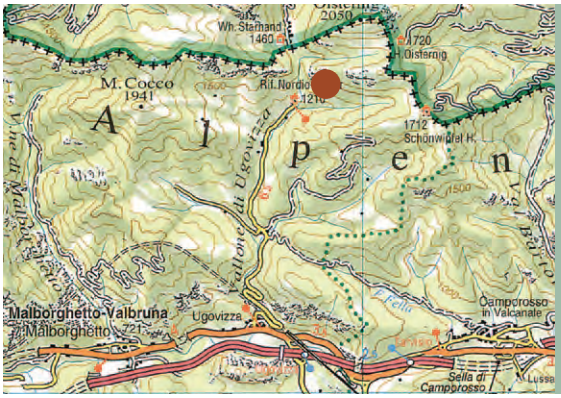
itinerario 1



Prima di iniziare questo viaggio è doverosa una precisazione: già è stato detto che le rocce, come pagine di un libro sanno raccontare la storia di un territorio ma queste pagine sono strappate, sminuzzate, mescolate e in parte cancellate complicando, e non poco, la loro interpretazione. Quello che, narrato oggi, pare un racconto lineare e semplice è in realtà il frutto di oltre 150 anni di faticose ricerche, di grandi scoperte e di cocenti delusioni che hanno portato alle attuali conoscenze su questo straordinario territorio che, nonostante tutto, sa ancora riservare grandi sorprese.

La scelta della Val Uqua per l'inizio del nostro viaggio non è casuale: in un certo senso la storia moderna del Paleozoico Carnico nasce qui. Nel 1872 il geologo austriaco Guido Stache diede notizia del rinvenimento di fossili di graptoliti siluriani alle falde del M. Osternig nella valle del Torrente Uqua. Questa importante scoperta diede in pratica il via alle ricerche sulla stratigrafia del Paleozoico delle Alpi Carniche anche se ci vorrà oltre un secolo perché la complicata matassa della geologia carnica venga sciolta.

Il Paleozoico Carnico può essere diviso in due principali sequenze sedimentarie: la Sequenza Varisica (o Ercinica), che copre un intervallo di tempo che va dall'Ordoviciano Superiore alla



PASSAGGIO ORDOVICIANO-SILURIANO PRESSO L'EX RIFUGIO FRATELLI NORDIO

Il geosito è facilmente raggiungibile a piedi in quanto posto lungo il Rio Uqua, a breve distanza dalla carrareccia che conduce alla Sella di Lom, poco a monte dell'ex rifugio Nordio.

parte bassa del Carbonifero superiore quando, per effetto dell'orogenesi Varisica nell'area carnica si solleva un catena montuosa (Catena Paleocarnica), e la Sequenza Permo-Carbonifera, che dal Carbonifero superiore arriva al Permiano inferiore. Il Permiano Superiore, che chiude il Paleozoico, fa parte della cosiddetta Sequenza Permo-Triassica.

Le più antiche rocce delle Alpi Carniche, come detto, si sono depositate nell'Ordoviciano superiore: all'epoca, l'area carnica faceva parte di una serie di piccole placche che, staccatesi dal margine settentrionale del continente di Gondwana iniziarono a spostarsi verso Nord, verso l'equatore. La "Carnia" (occupata da un mare non molto profondo e probabilmente relativamente freddo): si trovava quindi alle medie latitudini nell'emisfero Sud e iniziò una lenta migrazione verso Nord. Le rocce che si sono formate dai sedimenti depositati in questo antico mare sono arenarie fini e siltiti, note in letteratura come "scisti di Uqua" che prendono il nome proprio dalla Val Uqua (**Passaggio Ordoviciano-Siluriano presso l'ex Rifugio Fratelli Nordio**). Queste antiche rocce affiorano sulla sponda sinistra del rio dove un tempo passava la mulattiera che conduceva alla Sella di Lom, resa inagibile dall'alluvione e sostituita da una più confortevole strada forestale. A causa dell'alterazione, le rocce appaiono color giallo ocra; in realtà sono grigio scure, marrone o verdi; in alcuni livelli è facile rinvenire resti fossili degli organismi che popolavano quell'antico mare. I più frequenti sono i briozoi, piccoli organismi coloniali, le conchiglie di numerose specie di brachiopodi, i resti di colonie di tabulati e di primitivi echinodermi. Un po' più rari i trilobiti, artropodi marini tipici del Paleozoico, i molluschi, gasteropodi e cefalopodi, e i graptoliti. Oltre che in Val Uqua, queste rocce che attualmente vengono inserite nella Formazione di Valbertad, si possono trovare in numerosi affioramenti, generalmente piuttosto limitati, lungo tutta la Catena Carnica Principale (il più noto è quello di Casera Valbertad, a Nord di Paularo).

Poco a monte dell'affioramento di peliti si possono osservare pochi metri di calcari nodulari grigi e verdi che in alterazione appaiono color ocra; appartengono sempre all'Ordoviciano superiore e fanno parte della formazione che, proprio da quest'area prende il nome: la Formazione di Uqua. Testimonia un iniziale leggero approfondimento del bacino; ma con la chiusura dell'Ordoviciano, una tendenza regressiva globale, legata all'instaurarsi di una fase glaciale, porta l'area carnica all'emersione e quindi per un arco di tempo piuttosto lungo che arriva fino al Siluriano, non si ha sedimentazione e di conseguenza non si formarono rocce marcando così una "lacuna stratigrafica".

Osservando l'affioramento del Rio Uqua, in apparente continuità con la formazione di Valbertad, seguono alcuni metri di rocce sottilmente stratificate di colore nero che in superficie appaiono fortemente alterate. Si tratta di argilliti della Formazione di Bischofalm, note storicamente come "scisti neri a graptoliti" per il loro contenuto in fossili, graptoliti, appunto, particolari organismi coloniali tipici del Paleozoico che ricoprono, tra l'altro, un importante ruolo biostratigrafico. Il

SCOGLIERA DEVONIANA DEL MONTE COGLIÀNS

La difficoltà deriva dal dislivello (600 metri tra Rifugio Tolazzi e Passo Volaia). Al passo si trova il Rifugio Lambertenghi-Romanin; a Est, lungo il versante meridionale del Monte Cogliàns, vi è il Rifugio Marinelli. Il geosito è interessato da una sviluppata rete sentieristica.

limite in quest'area, in realtà è tettonico, marcato cioè da una faglia che ha portato a contatto rocce che originariamente non erano in sequenza. La Formazione di Bischofalm, comunque, poggia in disconformità sulle rocce ordoviciane e rappresenta la ripresa della sedimentazione dopo la regressione. Nel Siluriano, l'area carnica a causa di movimenti distensivi si trova frazionata in vari ambienti sedimentari con differenti profondità e diverse condizioni idrodinamiche. Nelle aree meno profonde la sedimentazione non riprende che alla fine del Siluriano Inferiore ed è caratterizzata da sedimenti di piattaforma con mare non molto profondo.

Scendiamo ora verso Ugovizza per dirigerci dopo a Pontebba; poco a valle troviamo l'Osteria al Camoscio da dove parte la strada che, risalendo il corso del Rio Tamer porta al Monte Cocco. Da questa montagna, Kok per gli austriaci, prende il nome la prima delle formazioni carbonatiche del Siluriano che affiorano nelle Alpi Carniche: la Formazione di Kok: è composta in prevalenza da calcari scuri ferruginosi, con un alto contenuto in fossili, soprattutto gusci di cefalopodi ortoconi, comunemente chiamati *Orthoceras* dai quali queste particolari litologie prendono il nome di "calcari a Orthoceras". Accanto, si possono rinvenire frequenti resti di trilobiti, solitamente cefali e pigidi separati, gusci di bivalvi, gasteropodi e più rari brachiopodi. Non molto frequenti i resti di graptoliti che qui si conservano in tre dimensioni, quelli di coralli e quelli di conularie. La deposizione prosegue con le Formazioni a Cardiola e ad Alticola. Nelle zone intermedie tra la piattaforma carbonatica e le parti più profonde del bacino si formano delle potenti alternanze di scisti scuri e bancate di calcari scuri ad Orthoceras che vengono racchiuse nella Formazione di Nolbling.

Nel frattempo, giunti a Pontebba, è possibile fare una deviazione, non troppo lunga ma di enorme interesse, salendo a Passo Pramollo per visitare le aree più tipiche per la sequenza Permo-Carbonifera che nei monti a Est del Passo trova alcuni dei suoi luoghi tipici e più noti per il loro contenuto in fossili.

L'itinerario vero e proprio prosegue, a questo punto, verso il Passo del Cason di Lanza. Giunti al Passo, verso sud si staglia la grande bastionata carbonatica del M. Zermula, e i due denti isolati dello Zuc della Guardia e dello Zuc di Malaseit che incorniciano il pendio erboso del Palon del Pizzul. Le rocce chiare che formano il M. Zermula e i due Zuc sono del Devoniano e rappresentano i resti di un'antica scogliera corallina. Nel Devoniano, infatti, dopo una fase relativamente stabile in cui prosegue la deposizione di sedimenti che daranno origine a "calcari a Orthoceras" simili a quelli siluriani, nell'area carnica iniziano a formarsi alcuni corpi di scogliera grazie anche al miglioramento climatico legato al fatto che in questo periodo le future Alpi Carniche, nella loro migrazione verso Nord, sono entrate in zona tropicale e vi rimarranno per molto tempo.

Nel territorio friulano si possono ancora oggi riconoscere quattro nuclei principali di biocostruzioni coralline: il Monte Cogliàns (**Scogliera devoniana del Monte Cogliàns**), il più grande

Il massiccio del Monte Cogliàns, costituito prevalentemente da calcari di scogliera del Devoniano. Alle quote inferiori, affiorano i più erodibili livelli del Carbonifero inferiore, gli stessi che costituiscono il Cimon di Crasulina in primo piano.

e differenziato, con una lunghezza di circa 10 km, una larghezza di 5 km e uno spessore che supera i 1000 m è la più grande scogliera fossile d'Europa; il Monte Zermula, il Monte Cavallo di Pontebba e, più a Est, il Monte Osternig, il più piccolo dei quattro. Come nelle attuali scogliere coralline molte specie animali popolavano quegli antichi ambienti e, proprio grazie all'accumulo dei loro resti scheletrici, le scogliere crescevano continuamente. Nelle rocce della Carnia è possibile rinvenire spettacolari testimonianze degli organismi che popolavano le scogliere devoniane, i costruttori come coralli, tabulati, crinoidi, poriferi; accanto ad essi una sorprendente varietà di molluschi, gasteropodi, cefalopodi e bivalvi, brachiopodi, trilobiti. Si possono osservare i vari ambienti che caratterizzavano le scogliere, come le lagune protette che trovavano posto all'interno del corpo biocostruito. Le rocce dell'area del Passo del Cason di Lanza si formarono da sedimenti che si depositarono proprio in uno di questi ambienti protetti (**Facies di retroscogliera presso il Passo del Cason di Lanza**). Se osservate attentamente, specialmente nei pressi della vecchia casermetta della Guardia di Finanza, rivelano la presenza di numerosi resti fossili: sono le spugne calcaree note come *Amphipora ramosa* che costituivano vere e proprie praterie nelle lagune di retroscogliera. Verso il mare aperto, negli ambienti di avanscogliera si accumulavano i resti delle parti più esterne delle scogliere dando origine a imponenti depositi di brecce che si facevano sempre èiù fini mano a mano che ci si spostava verso il mare aperto dove continuava la deposizione di calcari pelagici: la Formazione di Findenig. Nella parte più profonda del bacino prosegue la deposizione di sedimenti molto fini che daranno origine a "scisti a graptoliti" in continuità con quelli siluriani.

Nell'area a Sud del Passo, grazie a un complesso gioco di faglie e di sovrascorrimenti, è possibile osservare in uno spazio relativamente ristretto la maggior parte delle litologie del Devoniano

FACIES DI RETROSCOGLIERA PRESSO IL PASSO DEL CASON DI LANZA

Il geosito, nei pressi della ex-casermetta della Guardia di Finanza, è accessibile a piedi in pochi minuti dal Passo del Cason di Lanza, raggiungibile in automobile sia da Paularo che da Pontebba.

Strati di "calcari ad Amphipora" affioranti presso la Casermetta della Guardia di Finanza al Passo del Cason di Lanza.

Particolare di affioramento con un'evidente concentrazione di Amphipore.

Medio. Alla fine del Devoniano Medio (circa 350 milioni di anni fa), la ripresa di movimenti distensivi provoca un rapido approfondimento del bacino carnico con lo sprofondamento delle biocostruzioni. L'ambiente di deposizione, a questo punto, tende a uniformarsi verso condizioni pelagiche. Un gran numero di ammonoidi popola quell'antico mare: sono goniatiti e climenie, forme primitive di questo gruppo di molluschi che nel Mesozoico dominerà i mari. La presenza di abbondanti resti di questi animali caratterizza le rocce che si formano in questo periodo nell'area carnica che prendono il nome di "calcari a Clymenie" appartenenti alla formazione di Pal Grande. Le condizioni di mare aperto proseguono oltre la fine del Devoniano fino al Carbonifero Inferiore.

All'inizio del Carbonifero (circa 350 milioni di anni fa) la placca su cui si trova l'area carnica sta entrando in collisione con un'altra placca, quella che comprende i terreni che daranno origine, tra l'altro, al Nord America, alla Groenlandia e a buona parte dell'Europa. Le future Alpi Carniche risentono più tardi di altri terreni degli effetti di questo scontro trovandosi distanti dal margine in collisione. Inizialmente i movimenti sono ancora distensivi e portano a un nuova differenziazione del bacino; alcune aree sprofondano mentre altre rimangono sollevate; in qualche caso possono anche emergere. L'instabilità dei margini delle aree più sollevate provoca crolli e franamenti verso le zone più basse. Il risultato di questi movimenti è la formazione di una potente successione prevalentemente detritica, la Formazione dell'Hochwipfel. L'assottigliamento crostale legato ai movimenti distensivi dà origine alle emissioni vulcaniche della Formazione del Dimon. Verso la metà del Carbonifero Superiore anche l'area carnica risente gli effetti della collisione; le spinte compressive portano alla nascita di una catena montuosa, la Catena Paleocarnica. La sedimentazione marina s'interrompe. Finisce così il ciclo sedimentario che va sotto il nome di Sequenza Varisica dal nome del ciclo orogenetico che ha provocato la formazione di

Cavallo di Pontebba

DISCORDANZA ERCINICA AL MONTE CAVALLO DI PONTEBBA

Il sito è raggiungibile dall'ex caserma della Guardia di Finanza poco al di sotto del Passo Pramollo lungo il sentiero CAI 433 fino alla base delle pareti rocciose. Per salire in cresta è necessario seguire un sentiero che richiede buona esperienza escursionistica.

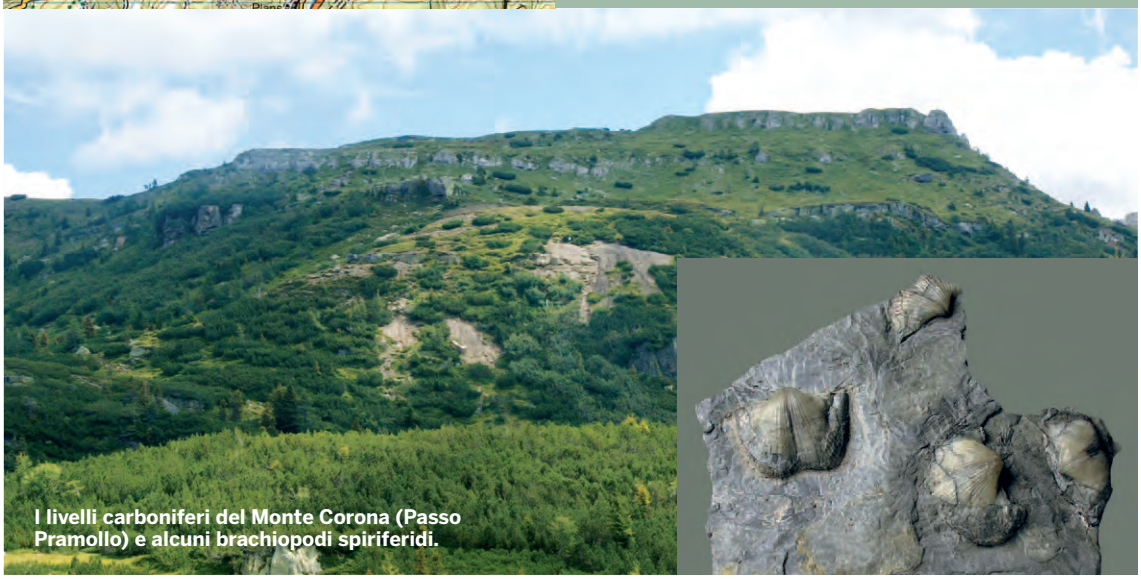
questa antica catena montuosa, l'Orogenesi Varisica. Tra le strutture geologiche che si formarono durante quest'orogenesi, la "Linea di Lanza" è un'importante faglia che venne riattivata nella successiva Orogenesi Alpina come faglia trascorrente; taglia l'area del passo circa da Est a Ovest e ha portato a contatto le rocce della Sequenza Varisica affioranti a Sud con quelle della sequenza Permo-Carbonifera verso Nord. La Catena Paleocarnica fu smantellata in un tempo geologicamente relativamente breve e già dalla fine del Carbonifero Superiore riprese nell'area carnica la sedimentazione marina.

Questa "lacuna"che interessa aree prima deformate ed emerse e poi di nuovo interessate dalla sedimentazione, si può riconoscere, in condizioni favorevoli, nella successione stratigrafica, in particolare quando si accompagna ad una "discordanza angolare" (quindi la giacitura degli strati cambia repentinamente) come nella parte superiore del Cavallo di Pontebba (**Discordanza ercinica al Monte Cavallo di Pontebba**).

Al lento abbassarsi del substrato del Bacino Carnico si contrapponeva una rapida sedimentazione di tutto il materiale di erosione che i corsi d'acqua strappavano lungo i pendii della Catena Paleocarnica e trasportavano verso il mare. Una serie di cicli glaciali impostati a livello

SUCCESSIONE CARBONIFERA SUP. DEL M. AUERNIG, SUCCESSIONE PERMO-CARBONIFERA DEL M. CARNIZZA E FLORE E FAUNE CARBONIFERE DEL M. CORONA

Dall'albergo "Al Forcello" a Passo Pramollo, una mulattiera conduce in circa 20 minuti a piedi alla base della parete meridionale del Monte Auering, in corrispondenza della Casera omonima. Per il Monte Corona si segue la pista CAI 504 e poi il sentiero CAI 501 sino alla vetta del Monte Corona.



I livelli carboniferi del Monte Corona (Passo Pramollo) e alcuni brachiopodi spiriferidi.

globale tra la fine del Carbonifero e l'inizio del Permiano portarono a frequenti oscillazioni del livello marino con continue fluttuazioni della linea di costa. Le rocce che si formarono in questa fase vengono racchiuse in un gruppo di formazioni, il Gruppo di Pramollo, caratterizzato dall'alternarsi di sedimenti clastici fluvio-deltizi e depositi calcarei di mare basso. In molti livelli di arenarie fini o di siltiti sono frequenti i resti dei vegetali che popolavano le zone emerse della Carnia; "felci" arborescenti ed equiseti fossili sono abbastanza diffusi in tutte le formazioni del Gruppo. Scendendo dal Passo del Cason di Lanza verso Paularo poco a valle del Passo, in un rio che ha preso il nome di "Rio del Museo" dopo le ricerche ivi svolte dal Museo Friulano di Storia Naturale, è possibile trovare un gran numero di questi fossili, in alcuni casi conservati in maniera spettacolare. Molti altri affioramenti fossiliferi sono diffusi in quest'area e più a Est nei dintorni di Passo Pramollo (**Successione carbonifera sup. del Monte Auernig, Flore e faune carbonifere del Monte Corona, Successione permo-carbonifera del Monte Canizza**).

Nel Permiano inferiore la tendenza trasgressiva si fa sempre più marcata, l'area carnica è ora caratterizzata da condizioni più stabilmente marine. I gruppi di Rattendorf e del Trogkofel sono caratterizzati da predominanti rocce carbonatiche che testimoniano la ripresa della sedimen-

Creta di Pricotic e Creta di Aip.

tazione marina; tornano a comparire anche le scogliere biocostruite anche se ben più ridotte di quelle devoniane. La Creta di Aip a Nord del Passo del Cason di Lanza ne è un magnifico esempio. Nel Permiano medio una generale emersione dell'area carnica conclude di fatto la sequenza Permo-Carbonifera.

La ripresa di movimenti distensivi, nel Permiano Superiore (circa 250 milioni di anni fa) porta lentamente a una ripresa della sedimentazione. Una vasta pianura alluvionale solcata da corsi d'acqua occupa all'inizio l'area carnica. I sedimenti che la formano daranno origine alle arenarie della formazione di Val Gardena dal classico color rosso che, oltre ad alcuni affioramenti a nord del Passo del Cason di Lanza, attraverseremo lungo la strada per scendere a Paularo. Da Paularo ci spostiamo ora verso il passo di Monte Croce Carnico dove finirà il nostro itinerario. Passato l'abitato di Arta, risalendo la Valle del Bût, sulla destra orografica del Torrente risalta una parete fortemente incisa e modellata dagli agenti atmosferici (**Formazioni a Bellerophon e di Werfen**

FORMAZIONI A BELLEROPHON E DI WERFEN LUNGO IL TORRENTE BÛT

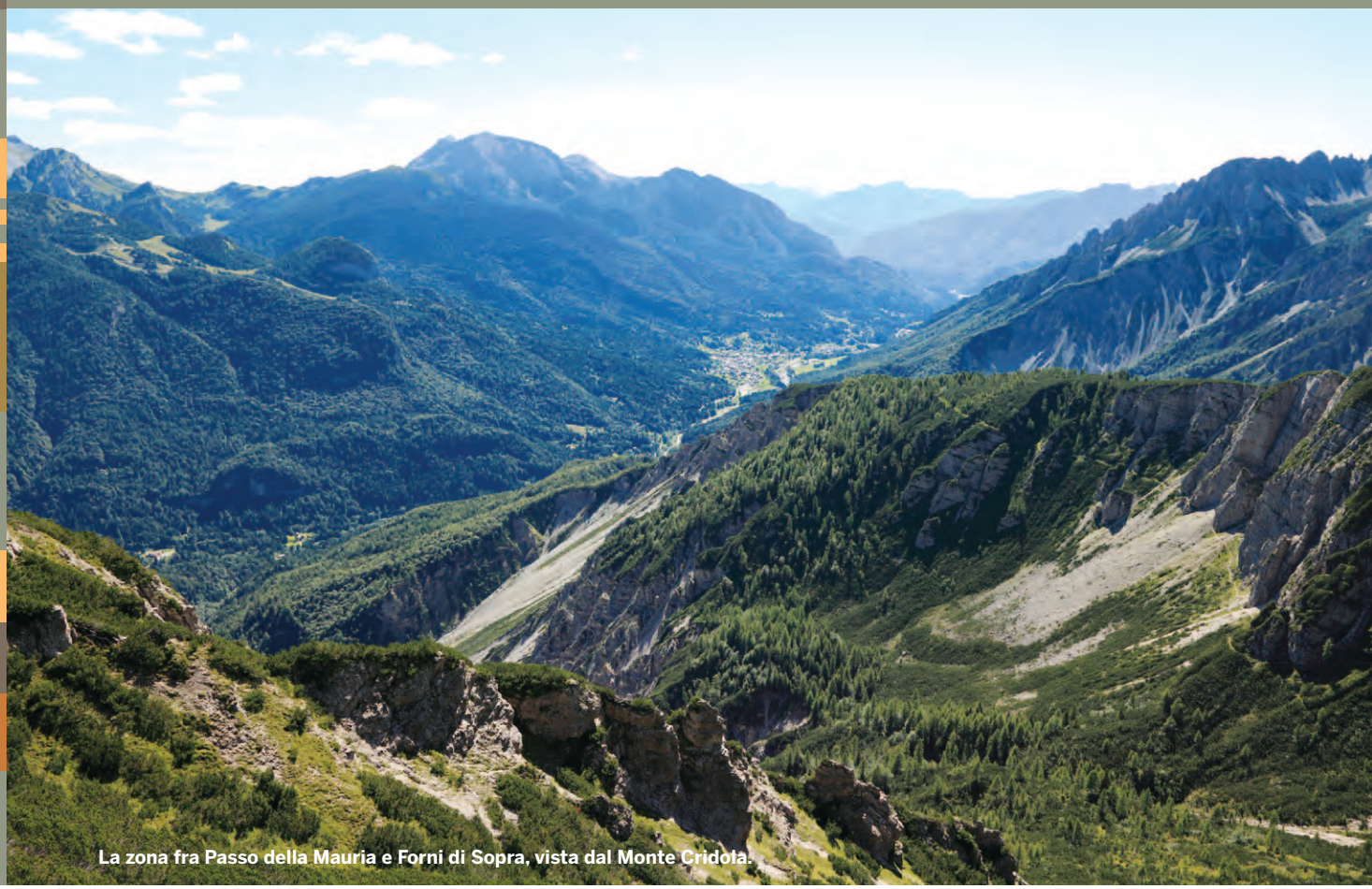
Si consiglia di raggiungere il ponte sul Rio Randice (Strada Statale 52 bis), 2 km a monte di Arta Terme. Da lì la vista migliore si ha durante la parte centrale del mattino, quando il sole illumina la parete affiorante, di fronte, a distanza di poche centinaia di metri.

lungo il Torrente Bût). La parte inferiore della parete, quella più erosa è composta da rocce della Formazione a Bellerophon, l'ultima formazione del Paleozoico Carnico che depositatasi alla fine del Permiano Superiore. La pianura alluvionale lascia il posto a una laguna dove, in ambiente protetto l'evaporazione favoriva la deposizione di dolomie e di gessi. Un ulteriore aumento del livello marino, alla fine del Permiano porta alla deposizione di dolomie e di calcari scuri di ambiente marino con cui, all'inizio della sequenza Permo-Triassica si chiude il Paleozoico.

Giunti ormai al Passo di Monte Croce Carnico il nostro viaggio è finito. Poco oltre il passo, in territorio austriaco, in uno stretto canalone che scende dal versante Nord della Creta di Collinetta, Cellon per gli austriaci, affiora una delle successioni paleozoiche più complete e spettacolari delle Alpi Carniche e, forse d'Europa. Un facile sentiero porta alla sezione di Cellon: risalire lungo il canalone è come sfogliare le pagine di un libro, una dopo l'altra si percorrono tutte le formazioni dall'Ordoviciano al Devoniano, un'esperienza che merita di essere vissuta.

* Le vicende delle più antiche rocce italiane ricche di fossili, vengono narrate dalle cime che costituiscono la cresta di confine italo-austriaco, montagne che rivelano i segni, a volte sovrapposti fra loro, di due distinte orogenesi.

Un viaggio nel Triassico: l'alto Tagliamento



La zona fra Passo della Mauria e Forni di Sopra, vista dal Monte Cridola.

Il Fiume Tagliamento è, con i suoi affluenti, il principale "modellatore" del territorio regionale: seguirne il percorso consente di scoprire molti degli aspetti peculiari della nostra regione, comprendere come e quando si sia formato e abbia assunto l'aspetto attuale, con i suoi paesaggi così diversificati.

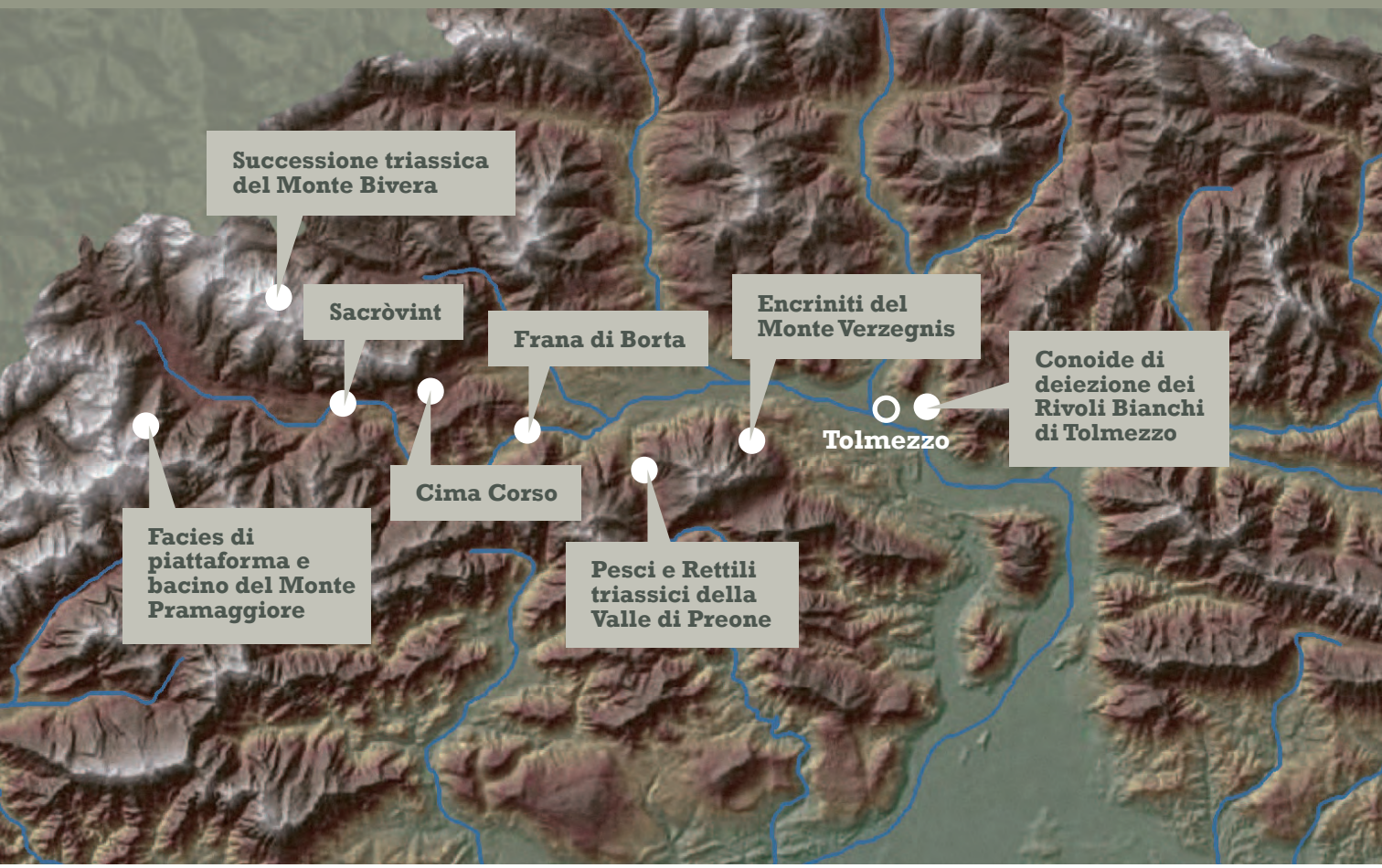
L'Alto Tagliamento, ovvero il tratto di fiume ad andamento circa Est-Ovest che separa Alpi e Prealpi Carniche, nel suo percorso dalle sorgenti di Passo della Mauria (Forni di Sopra) sino alla repentina piega verso Sud poco oltre Tolmezzo, incide soprattutto le rocce del Triassico e i più recenti depositi del Quaternario, questi ultimi in parte creati dal Tagliamento stesso durante le sue lunghe vicende geologiche.

In questo viaggio il nostro interesse si incentrerà soprattutto sul Triassico, senza comunque tralasciare altri siti di grande interesse geo-paleontologico.

Iniziamo con il collocare nel calendario geologico il periodo che andiamo a descrivere. Al passaggio fra Paleozoico e Mesozoico, poco più di 250 milioni di anni fa, si verifica la più significativa estinzione di massa della storia del nostro pianeta: scomparvero il 95% delle specie marine

Maurizio Ponton
Giuseppe Muscio

itinerario 2



e il 70% delle specie di vertebrati terrestri. Poco meno del 60% di tutte le famiglie e oltre l'80% di tutti i generi si è estinto! La perdita di una così significativa biodiversità implica un rinnovamento pressoché totale della fauna e della flora che si sviluppa, quindi, proprio durante il Triassico, il primo periodo dell'era mesozoica. Le rocce del Triassico affiorano estesamente nel nostro territorio e, il particolare, proprio nella fascia di passaggio fra Alpi e Prealpi.

Dopo la grande estinzione

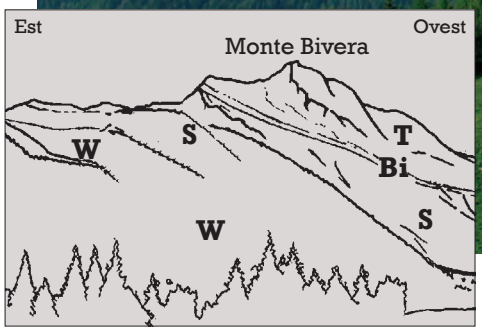
Scendendo dal Passo della Mauria verso Forni di Sopra si attraversano i depositi del Triassico (circa fra i 250 e i 200 milioni di anni fa) coperti, nei fondovalle, dai sedimenti prevalentemente quaternari (ma anche pliocenici). A dominare il fianco sinistro della valle fra Forni di Sopra e Sauris vi è il potente massiccio del Monte Bivera (**Successione triassica del Monte Bivera**) attorniato dalle cime dei Monti Clapsavon e Lagna e dalla cresta del Monte Zauf; si possono apprezzare stupende viste panoramiche soprattutto dalla parte di Sauris di Sopra, facilmente raggiungibile dalla valle del Fiume Tagliamento attraverso il Passo Pura o risalendo la gola del

Lumiei da Ampezzo. Ottimi punti panoramici si trovano appena oltre l'abitato di Sauris di Sopra nonché lungo la stupenda dorsale erbosa Monte Festòns-Monte Oberkofel, raggiungibile percorrendo prima la carrareccia CAI 204 e poi il sentiero CAI 206.

Nel lato orientale sono ben esposte le rocce del Triassico: osservando da Est verso Ovest, si risale la successione, facendo un viaggio di 30 milioni di anni nei mari del Triassico in continuo mutamento. Si nota come la cresta più orientale, quella presso Brutto Passo, mostri morfologie più dolci, coperte da prati o fitti boschi, legate alla presenza di arenarie (sabbie consolidate) rossastre che si depositarono in un ambiente costiero o di mare basso e in un clima caldo:

SUCCESSIONE TRIASSICA DEL MONTE BIVERA

L'assetto generale si può apprezzare da lontano, come dai punti panoramici all'uscita occidentale di Sauris di Sopra o lungo la dorsale Monte Festòns-Monte Oberkofel, raggiungibile con i sentieri CAI 204 e poi 206. La successione triassica è ben esposta solo sulle ripide e instabili pareti orientali del Monte Bivera. Buon punto di osservazione è Casera Giaveada, cui si giunge da Sauris di Sopra attraverso i sentieri CAI 209 e poi 234.



Il Monte Bivera visto da Sauris con il relativo schema. W: Formazione di di Werfen, S: Formazione del Serla (piattaforma anisica), Bi: Formazione del Bivera, T: Calcari dolomitici del M. Tiarfin.

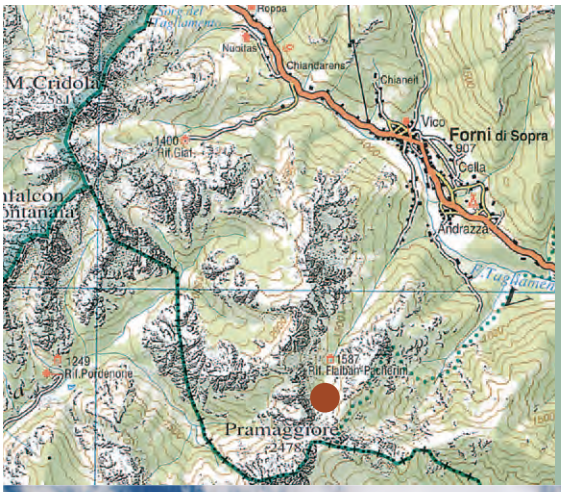
fanno parte della Formazione di Werfen, proprio dell'inizio del Triassico. In quelle rocce di fossili se ne trovano ben pochi, a parte qualche guscio di lamellibranco, proprio perché ci troviamo subito dopo la grande estinzione, ma si ritrovano bellissime strutture del fondale marino come per esempio increspature legate al moto ondoso (*ripple marks*), le stesse presenti anche nelle spiagge attuali. Seguono, sulla cresta un po' più alta e lunga, le prime dolomie che vanno a costituire un suggestivo pianoro chiamato "Pian delle Streghe" e continuano a mezza costa nel Monte Bivera. Se osserviamo con attenzione sopra quella prima bancata massiccia noteremo un livello rossastro o marroncino (a seconda che le rocce siano bagnate o meno), è la Formazione di Monte Bivera (Anisico sup.) qui istituita e presente con le sue caratteristiche sedimentologiche più tipiche, costituita da calcari e marne rossastri nodulari (Formazione è il termine che i geologi usano per indicare una sequenza di rocce caratterizzata da una precisa litologia o associazione litologica, cartografabile come complesso a sé stante e distinguibile dalle unità contigue). Questa unità indica un approfondimento del livello marino, mentre la successiva rappresenta una nuova piattaforma carbonatica (quindi un'area di mare basso) che costituisce la cima del monte. Si passa poi ai livelli dei Calcari Rossi ad Ammoniti (del Ladinico superiore), all'interno dei quali è presente una ricca fauna fossile a invertebrati (in particolare, appunto, ammonoidi).

Il Massiccio del Bivera conserva interessanti livelli fossiliferi del Triassico medio: oltre a questa fauna, soprattutto ad ammonoidi, sono presenti resti di vertebrati marini (come *Shastasaurus* e *Cymbospondylus*, le cui vertebre sono state rinvenute al Pian delle Streghe). Nel versante nord del massiccio sono stati trovati resti riferibili a un altro ittiosauro, *Mixosaurus*, e pesci predatori come *Saurichthys*.

vertebra di ittiosauro

Monte Bivera, versante orientale: la successione triassica nella quale sono evidenti i livelli rossastri della Formazione del Bivera dell'Anisico sup., e il passaggio ai sovrastanti calcari dolomitici della Formazione del Tiarfin.

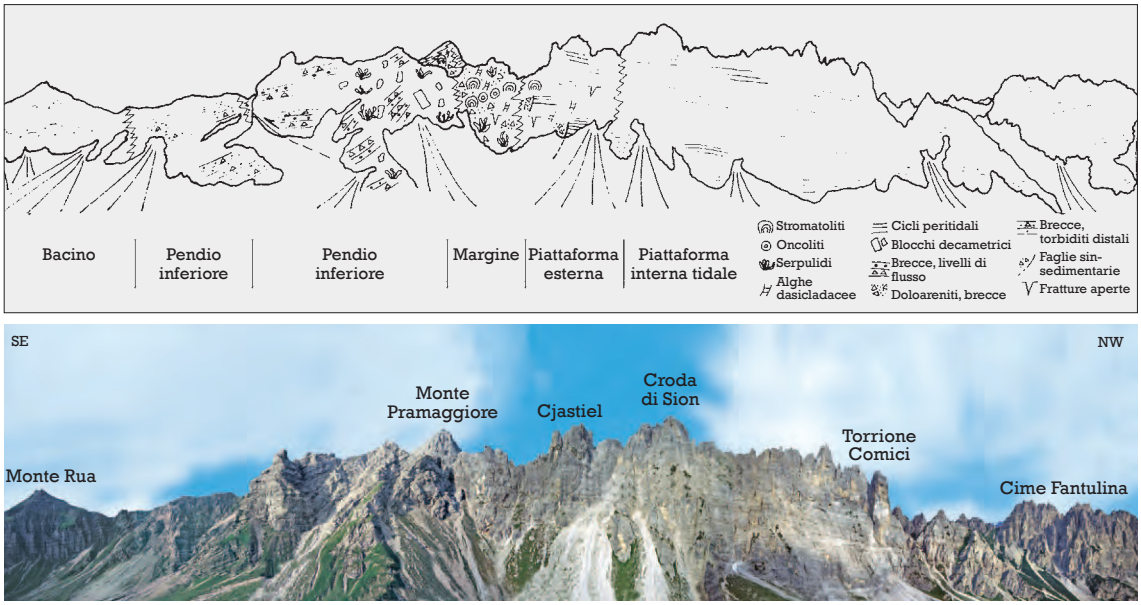
Sempre nel tratto di valle fra Forni di Sopra e Forni di Sotto, questa volta sulla nostra destra, osservando i monti verso sud, notiamo una fitta serie di vette appuntite a formare delle creste che orlano grandi pareti di roccia chiara ben stratificata, esse fanno parte dei gruppi montuosi del Monte Pramaggiore e del Monte Cridola, due fra le cime più rilevanti delle Prealpi Carniche e punto notevole del Parco Naturale delle Dolomiti Friulane del quale costituiscono il confine settentrionale; le rocce sono costituite da strati bianchi e grigi di dolomie che rappresentano i numerosi cicli della piattaforma della Dolomia Principale. In particolare il gruppo del Monte



FACIES DI PIATTAFORMA E BACINO DEL MONTE PRAMAGGIORE

Il geosito è visibile dal Passo di Suola (1994 m) nel versante NE del Monte Pramaggiore (Forni di Sopra). A circa un'ora di cammino dal Passo si trova il Rifugio Flaiban-Pacherini (1587 m), che si raggiunge con circa due ore di sentiero da Forni di Sopra. Superato il rifugio si trovano numerosi punti di osservazione.

Il massiccio del Monte Pramaggiore ed alcuni dei fossili presenti nella Dolomia Principale.



Panoramica della transizione da piattaforma a bacino nell'area del Monte Pramaggiore. La piattaforma interna è costituita dalla tipica alternanza ciclica di bancate grigio chiare di dolomia cristallina massiccia e dolomia bianca laminata stromatolitica. Presso il Monte Rua le facies di bacino e di pendio della Dolomia di Forni presentano una progressiva scomparsa dei cicli a favore di livelli bioclastici con alghe calcaree e a corpi massicci biocostruiti con stromatoliti, incrostazioni algali (oncoliti) e incrostazioni a serpulidi.

L'area del Monte Cridola e la Valle del Cridola: si notano le classiche morfologie dolomitiche con pilastri, torrioni, guglie ed estesi depositi detritici.

Pramaggiore costituisce un importante geosito (**Facies di piattaforma e bacino del Monte Pramaggiore**); è visibile da lontano osservando da Forni di Sopra a monte della Val di Suola o, meglio, più da vicino, risalendo in circa tre ore (si passa per il Rifugio Flaiban-Pacherini) la valle fino al Passo di Suola (1994 m s.l.m.) nel versante NE del Monte Pramaggiore. È un sito di primaria importanza in quanto rappresenta un rarissimo caso in cui si è conservato, in tutte le sue parti, il passaggio fra la vasta piattaforma carbonatica della Dolomia Principale (che si estendeva dal Piemonte alla Slovenia e dall'Appennino settentrionale alle Alpi Meridionali) e il bacino profondo qualche centinaio di metri della Dolomia di Forni. È uno dei siti che nell'insieme delle Dolomiti è stato inserito fra le emergenze all'interno della lista UNESCO (patrimoni dell'umanità). Assieme al vicino massiccio del Monte Cridola, rappresenta una testimonianza ben leggibile delle condizioni ambientali che caratterizzavano l'area alla fine del Triassico, circa 225-210 milioni di anni fa. Si tratta di un sistema di piattaforma-bacino, ovvero del passaggio laterale fra gli ambienti di mare basso, a volte di costa o lagunari, e quelli di mare profondo che hanno caratterizzato quest'area durante il Norico (Triassico superiore). Infatti tutti i monti più a oriente, sono più bassi, dal profilo dimesso e molto boscosi e sono costituiti dalle rocce dolomitiche bituminose, grigio scure o nere della Dolomia di Forni. Al Passo Suola (1994 m s.l.m.) si può valutare, in panoramica ravvicinata e in tutte le sue parti, la transizione dalla piattaforma carbonatica interna lagunare, costituita dalle tipiche bancate chiare cicliche di dolomia cristallina massiccia e di dolomia chiara tutta laminata (Torre Comi-

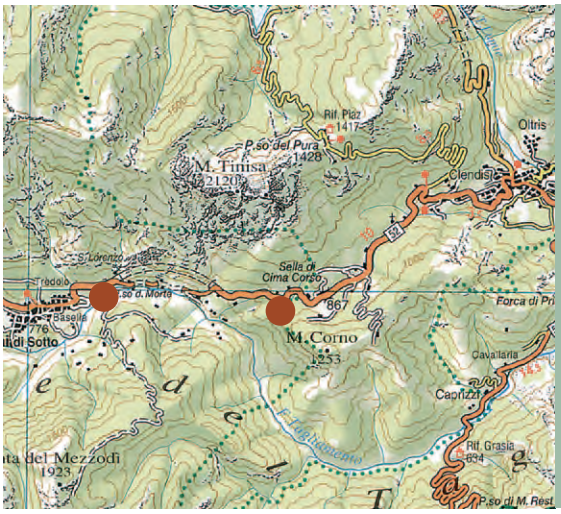
La cascata del Rio Rovadia incide le dolomie scure della Dolomia di Forni.

ci, Cime Fantolina), alla piattaforma esterna-margine con livelli bioclastici, alghe calcaree e corpi massicci biocostruiti con duomi stromatolitici, incrostazioni algali sferiche (oncoliti) e incrostazioni tubiformi (serpulidi); è quella una zona ricca di organismi costruttori presso la Croda di Sion e il Ciastiel che passa alla scarpata e al bacino del Monte Rua, con brecciole e calcareniti bioclastiche (attenzione a non avvicinarsi alle pareti per pericolo crolli). Scendendo dal passo Suola verso la Val Rovadia si possono osservare le dolomie scure fittamente stratificate della Dolomia di Forni, ricche di materia organica e quindi studiate come potenziali "rocce madri", cioè generatrici di idrocarburi (*vedi anche il geosito: Pesci e Rettili triassici della Valle di Preone*). Il percorso si snoda in un ambiente alpino di maestosa bellezza fra torrioni incombenti, pareti e ampi scorci panoramici sulle Alpi Carniche. Si attraversano lunghi ghiaioni, che sono i detriti che si accumulano alla base delle pareti dolomitiche, e si ammirano i circhi glaciali, cioè le conche modellate dai ghiacciai che si sono sciolti non molto tempo fa (*vedi anche "Ghiacci e ghiacciai"*).

Queste vicende, come tutta la storia geologica della Carnia, sono esposte, accompagnate da campioni di roccia, fossili, immagini e supporti multimediali, nel **Museo Geologico della Carnia** che si trova in Piazza Carnia Libera ad Ampezzo.

Il divagare del Tagliamento

Se continuiamo a scendere seguendo il corso del Tagliamento ci accorgiamo che, superato il paese di Forni di Sotto, strada statale e fiume divergono, compiendo due anse quasi opposte, per ricongiungersi poi a Socchieve: la strada piega prima verso Nord e poi verso Sud, mentre il Tagliamento compie un'ampia curva opposta, scendendo prima a Sud e poi risalendo a Nord.



ALTA VALLE DEL FIUME TAGLIAMENTO: CIMA CORSO E SACRÒVINT

Si tratta di un geosito "complesso" tra Forni di Sotto, Ampezzo e Caprizzi, con varie evidenze geologiche, tutte ben leggibili, a testimonianza di una complessa serie di eventi che disegnano l'evoluzione del Tagliamento durante il Quaternario. La palude di Cima Corso è posta presso l'omonima Sella, poco a Ovest di Ampezzo, mentre Sacròvint si trova poco a Ovest del Passo della Morte.

Blocchi dolomitici, spesso cementati, immersi nel corpo di frana della "marocca" di Sacròvint, provenienti dal sovrastante Clap di Lavres.

Per quanto possa sembrare strano, di fatto la strada segue l'antico percorso del Tagliamento che, prima degli eventi glaciali quaternari, scorreva lungo questa valle, passando per l'area di **Cima Corso** (dove è oggi presente un laghetto e un'interessante torbiera alpina "pensile", legati al glacialismo tardo-würmiano) con un andamento quasi rettilineo. Poche sono le tracce di questa antica valle che potrebbe essersi formata alcuni milioni di anni fa.

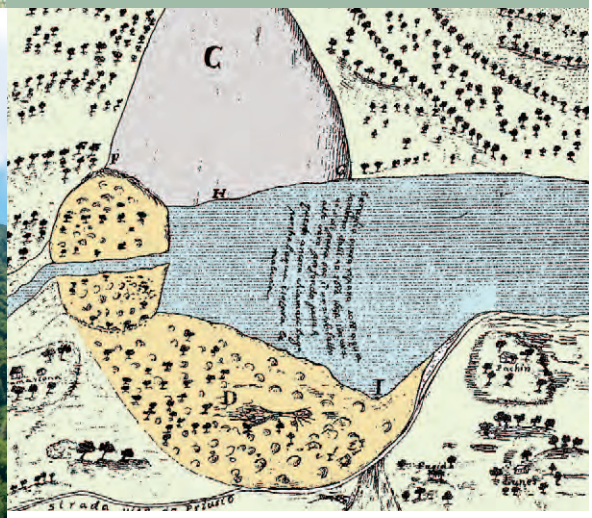
I depositi alluvionali originati dal Paleo-Tagliamento nel suo divagare, affiorano estesamente lungo la valle fino ad Ampezzo e Nonta, e costituiscono i colli sui quali sorgono Invillino e Verzegnis (*vedi anche il geosito: Rupe di Cesclans*). L'età di questi conglomerati, ben cementati, dovrebbe essere compresa fra Pliocene e Pleistocene medio (ovvero fra 5 e 0,5 milioni di anni fa).

Cerchiamo però di capire le ragioni di queste modifiche di percorso del grande fiume friulano. In diversi punti dell'area montana lo scioglimento dei ghiacci al termine delle glaciazioni quaternarie portò a numerosi crolli e frane, legate sia alla mancanza del "sostegno" da parte delle masse glaciali sulle sponde delle valli che all'erosione operata dagli stessi. Nel caso specifico una enorme frana (parzialmente spostata dal ghiacciaio del Tagliamento e detta "marocca") si staccò dalle cime sovrastanti l'attuale Passo della Morte (fra Forni di Sotto ed Ampezzo), occludendo la valle con almeno 50 milioni di m^3 di detriti, ancora in parte riconoscibili, ad esempio, nell'area di **Sacròvint**, poco da Est di Forni di Sotto. Lo sbarramento naturale bloccò il Tagliamento e si formò così un enorme lago, lungo oltre 6 km e profondo diverse decine di metri: in più punto della conca di Forni di Sotto oggi affiorano livelli di limi e argille che testimoniano dell'esistenza di questo paleolago che risale, quindi, a circa 10 mila anni fa.

Analogamente a quanto avvenuto per altri bacini lacustri, formatisi all'incirca nello stesso arco di tempo e nelle medesime condizioni (Sutrio, Tarvisio, Paularo...), in poche migliaia di anni l'accumulo di frana che funge da "diga" naturale viene gradualmente erosa mentre contemporane-

FRANA DI BORTA

L'antica nicchia di frana si osserva in lontananza dalla località di Caprizzi (strada provinciale 552 Socchieve - Forcella Monte Rest) o lungo la statale 52 fra Ampezzo e Mediis. Nel fondovalle si osserva, invece, il corpo di frana inciso dal corso del Fiume Tagliamento.



sopra - Disegno del XVIII secolo (Biblioteca V. Joppi, Udine), modificato: ricostruisce il lago formato dalla Frana di Borta (in azzurro; grigio: superficie di frana, giallo: accumulo di frana).

Nonostante siano passati oltre tre secoli, i segni della frana che interessò le pendici occidentali del Monte Auda sono ancora evidenti.

amente, il bacino a monte si riempie di sedimenti che successivamente il fiume, nel riprendere a scorrere normalmente, in parte erode e trasporta verso valle (*vedi anche "L'evoluzione della Valle del Bût" e i geositi: Sorgenti del Torre e depositi lacustri della Val Mea; Delta-conoide di Dierico; Nicchie di paleofrana del Monte Cucco e di Rivo; Successione lacustre di Oltreacqua-Rio Bianco*).

In questa occasione, però, Tagliamento cambiò il suo percorso deviando verso Sud, sia per la presenza dell'accumulo di frana che per ragioni legate alle caratteristiche geologico-strutturali dell'area.

Gli eventi franosi sono generalmente il risultato della naturale evoluzione del territorio (quando non sono dovuti all'improvvida azione umana...) e la valle del Tagliamento ne conserva numerose testimonianze. Abbandonando la strada statale e riportandosi verso il fiume nell'area di Priuso, appare improvvisamente, sulla destra, la vista di una sorta di squarcio nella parte alta del Monte Auda (**Frana di Borta**). Si tratta della "nicchia di distacco" della grande frana che, alla mezzanotte del 15 agosto 1692, distrusse il paesino di Borta, uccidendo i suoi 53 abitanti. Il corpo di frana è costituito prevalentemente da dolomie scure laminate mentre la roccia "in posto" è data da dolomie più compatte: è probabile che lo scivolamento sia avvento al contatto

fra queste rocce diverse e sia stato innescato da alcune scosse di terremoto avvenute nei mesi precedenti. L'enorme accumulo di materiale detritico, fra 30 e 50 milioni di m^3, bloccò anche in questo caso l'alveo del Tagliamento, generando un lago profondo fino a 80-90 m e lungo 4 km: ci vollero cent'anni perché il lago scomparisse a causa della naturale erosione dello sbarramento naturale.

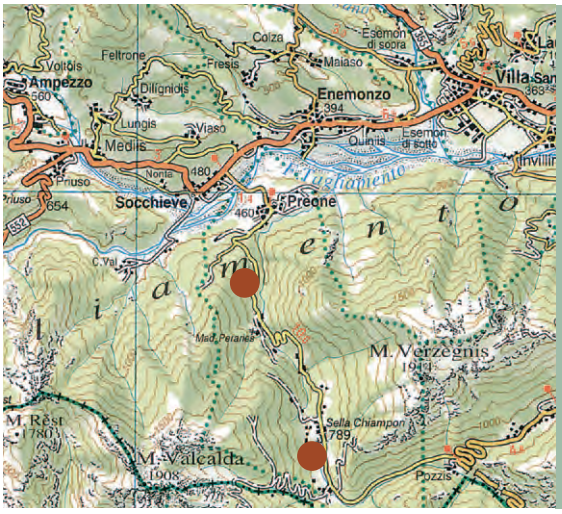
Proseguendo verso Tolmezzo si incontrano in più punti affioramenti, ben visibili soprattutto nei tagli stradali, dei conglomerati pliocenico-pleistocenici cui si è fatto cenno precedentemente, originati dal Paleo-Tagliamento nel suo divagare.

I primi rettili volanti

Nelle montagne in destra Tagliamento gli affioramenti di Dolomia Principale, che caratterizzano con le loro tipiche morfologie le aspre cime delle Dolomiti Friulane, sono sostituiti da quelli della coeva Dolomia di Forni, costituita da strati di dolomie e calcari dolomitici (sempre carbonato di calcio e di magnesio) da grigi a marroni, talora con liste e noduli di selce. Questa formazione rocciosa è diffusa fino a Preone e costituisce, ad esempio, le parti inferiori del versante settentrionale del Monte Valcalda e del Verzegnis. L'area dove la formazione, e il suo contenuto in fossili, sono stati meglio studiati è quella della Valle del Rio Seazza (**Pesci e Rettili triassici della Valle di Preone**).

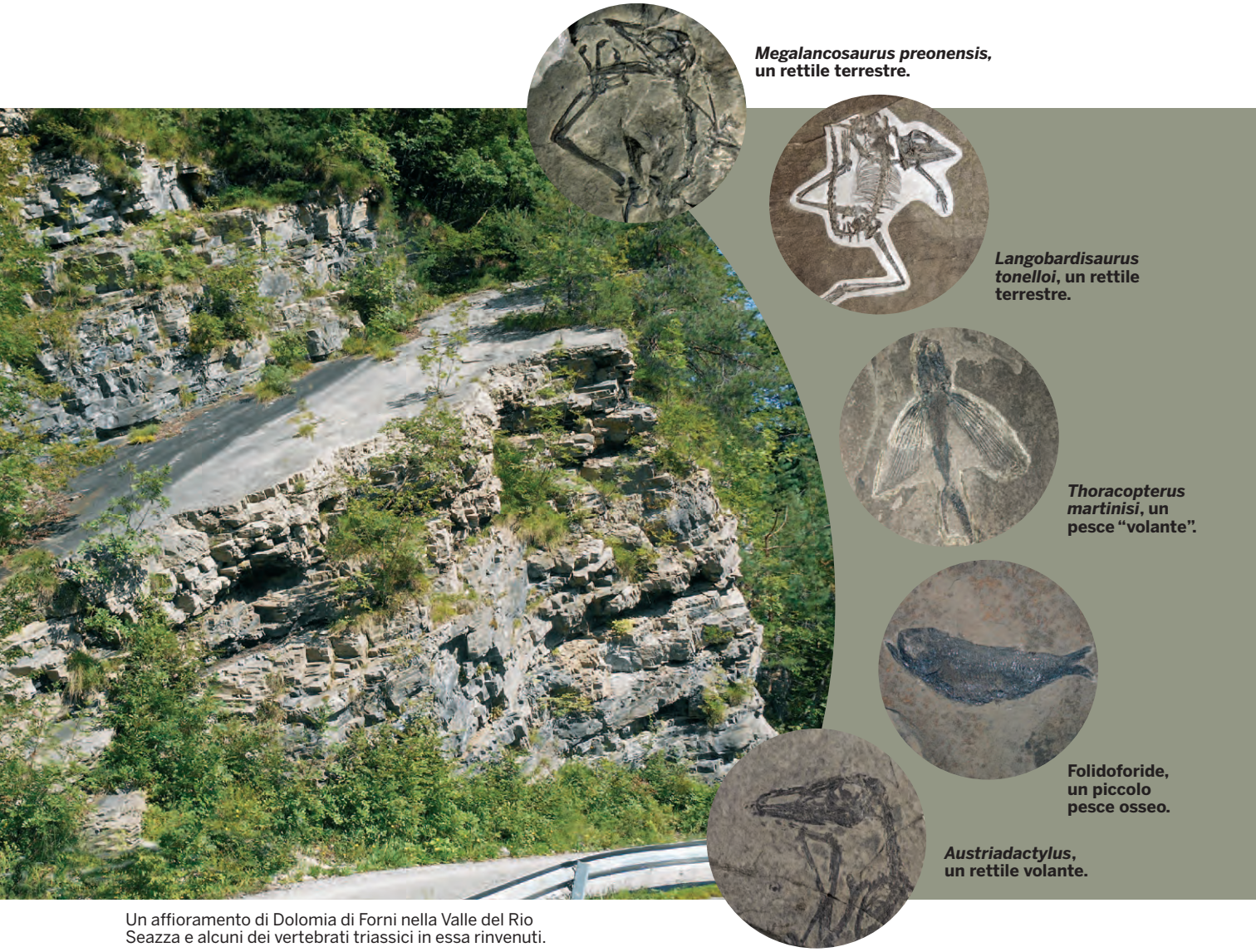
Circa 215 milioni di anni fa (Norico medio-superiore, Triassico Superiore) in un bacino marino poco profondo (al massimo poche centinaia di metri) si depositavano sabbie e fanghi (che avrebbero poi originato la Dolomia di Forni) che provenivano dalla vicina piattaforma carbonatica (quella che avrebbe poi originato la Dolomia Principale) che, di fatto bordava a Sud quasi tutto il bacino marino. Per confrontare queste condizioni ambientali si fa spesso riferimento alle odierne isole Bahamas, ma forse sarebbe più adeguato in confronto con l'attuale Golfo Persico.

Spesso le rocce della Dolomia di Forni sono di colore scuro: ciò deriva dall'alto contenuto in materia organica e per questo rappresentano una classica "roccia madre" del petrolio. Il forte odore di idrocarburi che emanano alcuni dei livelli rocciosi appena vengano frantumati ne è ulteriore testimonianza; gli idrocarburi che si sono formati, però, sono "migrati" e non si sono accumulati.



PESCI E RETTILI TRIASSICI DELLA VALLE DI PREONE E SORGENTI DELL'ARZINO

Seppur di facile percorribilità, la strada che da Preone conduce verso Sud è stretta e presenta talvolta il rischio di caduta massi. Poco a monte del paese è possibile seguire un percorso paleontologico segnalato con tabelle; si consiglia inoltre la visita della locale esposizione naturalistica. Le sorgenti dell'Arzino, con le relative cascate, sono poco a Sud della spianata glaciale di Sella Chiampon.



Un affioramento di Dolomia di Forni nella Valle del Rio Seazza e alcuni dei vertebrati triassici in essa rinvenuti.

La caratteristica più interessante del bacino marino nel quale si è depositata la Dolomia di Forni è che la circolazione dell'acqua era piuttosto limitata per cui le condizioni erano, soprattutto al fondo, spesso anossiche, ovvero prive di ossigeno. Questa situazione impediva la vita degli organismi (presenti invece nei livelli superiori della colonna d'acqua) nei livelli più vicini al fondo. Così ad esempio, oltre ai comuni bivalvi che popolano i fondali marini, mancavano anche tutti quegli organismi (predatori e necrofagi) che distruggono le spoglie degli animali depositati al fondo dopo la morte. Queste condizioni sono però particolarmente favorevoli alla conservazione dei fossili, anche di organismi che per loro caratteristica (scarsa presenza di parti dure, come i "gamberi") raramente si ritrovano allo stato fossile. Questa è una delle ragioni (ma come vedremo non l'unica) dell'importanza di questo sito fossilifero.

La biodiversità conservata nel bacino della Dolomia di Forni è molto elevata: una decina di specie di crostacei, alcuni altri artropodi (fra i quali un rarissimo "ragno"), molluschi, echinodermi e "vermi". Fra i vertebrati vi sono una ventina di specie di pesci e almeno sei di rettili.

I dati raccolti ci permettono di ricostruire, con un certo dettaglio, la vita in questo bacino marino. Gli invertebrati sono rappresentati per lo più da crostacei, soprattutto gamberi (la specie dominante è *Dusa longipes*), ma anche forme simili alle attuali "aragoste" (più diffuse al bordo

Una ricostruzione dell'ambiente di Preone poco più di 200 milioni di anni fa (disegno di Roberto Zanella).

occidentale del bacino) e dagli estinti Tilacocefali. Assai più rari sono i resti di ofiuroidi, cefalopodi, gasteropodi e bivalvi.

Relativamente comuni sono i vertebrati e fra questi i pesci sono piuttosto differenziati. Vi sono forme di dimensioni ridotte e dal corpo ricoperto di scaglie come i folidoforidi e i più rari peltopleuri, che probabilmente vivevano in gruppo come le attuali sardine, ma anche altre forme molto piccole e prive di scaglie, come *Marcopoloichthys*: questi piccoli pesci rappresentavano probabilmente il cibo preferito dai predatori che sono rappresentati soprattutto dal longilineo *Saurichthys*, che raggiunge il metro e mezzo di lunghezza, mentre il tozzo *Birgeria* è molto più raro. Abbastanza comune (e peculiare) è *Thoracopterus*, un pesce volante dalle ampie pinne pettorali e con una pinna caudale munita di un lobo inferiore più lungo di quello superiore in modo da originare la spinta che gli consentiva di uscire dall'acqua e planare.

Particolare è *Sargodon*, che poteva superare i 35 centimetri di lunghezza, dal corpo piatto lateralmente come quello dei pesci che oggi vivono tra gli scogli e i banchi di corallo.

Ciò che rende unica la Dolomia di Forni è però la presenza dei resti di numerosi rettili fra i quali i più antichi rettili volanti conosciuti al mondo. I piccoli vertebrati terrestri, finiti in acqua dopo la morte o annegati, sono testimoniati soprattutto dagli pterosauri (i rettili volanti): la specie

Le cascate dell'Arzino poco a valle dell'area sorgentizia della Piana di Chiampon.

Preondactylus buffarinii è stata scoperta proprio nella valle del Seazza, come *Austriadactylus*, mentre *Carniadactylus* proviene dal vicino Rio Forchiar.

Megalancosaurus preonensis era invece un piccolo, bizzarro rettile arboricolo e *Langobardisaurus* un lucertolone dalla dentatura specializzata, che si nutriva probabilmente di molluschi o di crostacei. In questo bacino marino, quindi, non sono stati rinvenuti, finora, rettili marini ma solo terrestri!

I resti di vegetali terrestri, relativamente abbondanti, sono un'ulteriore evidenza di vicine terre emerse. Le piante sono rappresentate essenzialmente da rametti di conifere con minute foglie dall'aspetto squamoso e da grandi foglie isolate, strette e allungate appartenenti a una pianta sconosciuta, simile a un'araucaria. Suggeriscono un clima tendenzialmente arido. D'altro canto la coeva formazione della Dolomia Principale conserva, nella vicina area delle Dolomiti Friulane (*vedi anche il geosito: Impronte di dinosauri a Casera Casavento*), numerose tracce del passaggio di dinosauri che certamente vivevano nelle terre emerse.

Risalendo la valle del Rio Seazza si incontrano altre aree di grande interesse come, ad esempio, le **Sorgenti dell'Arzino**, con le sue meravigliose cascate di grande valore anche estetico.

Sul bordo meridionale della Piana di Chiampon nasce, con una serie di sorgentelle, il Torrente Arzino. Queste venute d'acqua alimentano un rivolo che, ben presto, incrementa la sua portata. Nel tratto successivo il torrente supera un notevole dislivello (un'ottantina di metri) con una serie di piccoli salti alternati a cascate di rara bellezza, scavate nella Dolomia Principale. Le sorgenti e le cascate sono raggiungibili sia da Preone che dalla Val d'Arzino raggiungendo la spianata glaciale di Sella Chiampon dove è facile parcheggiare.

Vista dal Monte Lovinzola (massiccio del Monte Verzegnis) sull'area di cava e, sullo sfondo, Tolmezzo col Monte Amariana.

La conca di Tolmezzo

Il fianco destro della Valle del Seazza è dominato dall'imponente massiccio del Monte Verzegnis. Anche in questo monte nella parte più profonda avviene il passaggio fra la piattaforma carbonatica e il bacino della Dolomia di Forni ma la particolarità che rende questo rilievo ancor più interessante è la presenza in alto, presso la cima, di calcari rossi ricchi di fossili che, nelle diverse varietà, vengono cavati come apprezzata pietra ornamentale ("marmo rosso di Verzegnis"). L'area della cava (*vedi anche "Le rocce che si usano"*) mette in evidenza l'intera successione giurassica in modo spettacolare: calcari grigi, calcari con selce, calcareniti bianche e calcareniti rosse, calcari rossi, seguiti da altri calcari grigiastri. I livelli calcarenitici rossi sono le cosiddette **Encriniti del Monte Verzegnis**. Il termine "encrinite" deriva dalla presenza di frammenti di crinoidi (un gruppo di echinodermi noti come gigli di mare), o meglio degli elementi che costituivano i loro "steli", lunghi alcuni metri che servivano all'organismo per ancorarsi al fondo. In realtà nell'area della cava i fossili più comuni sono le ammoniti e le belemniti (anch'esse cefalopodi marini, ma con una conchiglia conica allungata e non a spirale come quella delle ammoniti)

Questi depositi si formarono in conseguenza all'annegamento di gran parte della piattaforma carbonatica del Giurassico inferiore con lo sviluppo di estese praterie a crinoidi, favorite dalle nuove condizioni ambientali più profonde ma ossigenate. Il detrito "bioclastico" prodotto veniva ridistribuito dalle correnti e dal moto ondoso.

In questi calcari sono presenti anche brachiopodi, bivalvi e più rari frammenti di vertebrati. Per questi ultimi, oltre ad alcuni resti frammentari e di difficile attribuzione, si tratta di denti di squali ibodonti e di rettili (talattosuchi, un gruppo di coccodrillomorfi primitivi, e plesiosauri).

ENCRINITI DEL MONTE VERZEGNIS

La cava è in funzione e l'accesso è regolamentato. Da Sella Chianzutan la strada di servizio della cava (percorribile a piedi o con un permesso speciale per automezzi) sale agevolmente lungo il versante orientale, oppure sempre dalla Sella un facile sentiero (CAI 806) risale il versante Sud passando presso le antiche strutture di discenderia, la galleria e le rotaie della vecchia cava. In diversi punti è facilmente osservabile da fondovalle.

A dominare la confluenza fra Bût e Tagliamento è il massiccio dell'Amariana (1905 m s.l.m.) che sovrasta Tolmezzo. È un ripido rilievo che, visto da Est, appare come una sorta di piramide carbonatica di quasi duemila metri di altezza, affacciata sull'ampia Valle del Tagliamento. Dai locali è chiamato "La Mariane" (La Marianna), in un gergo che indirettamente sottolinea il rapporto di familiarità che li lega a un elemento del paesaggio. Si impone all'attenzione per l'indubbia valenza estetica e, non ultimo, per il suo peculiare significato geologico (**Piega del Monte Amariana** e **Conoide di deiezione dei Rivoli Bianchi di Tolmezzo**). Nel complesso rappresenta un'enorme piega generata circa 10-15 milioni di anni fa dalle compressioni alpine. La peculiarità di questo sito consiste nell'assetto geometrico del massiccio stratificato (*vedi anche "Montagne che crescono" e "L'evoluzione della Valle del Bût"*).

La piega, in origine, si situava al culmine dei ripidi strati inclinati del versante Sud del Monte Amariana. Oggi non è più così immediato percepirla - se non per il geologo - dato che un sistema di faglie verticali tardive l'ha smembrata in lembi mossi e traslati uno rispetto all'altro: tra le faglie verticali la più importante è quella del Torrente Citate. Ben visibile è, invece, la fascia fratturata prodotta dal movimento di questa faglia, a spese delle fragili rocce dolomitiche, che funge, da quasi 20.000 anni, da serbatoio di rifornimento del poderoso conoide dei Rivoli Bianchi, uno dei più vasti d'Europa, con una superficie di oltre 2 km^2 e un dislivello massimo di oltre 200 m.

Lo sviluppo del conoide iniziò con la fase di rialzo termico che al termine dell'ultima delle fasi glaciali würmiane alpine, determinò il ritiro della coltre glaciale che copriva quasi completamente l'area. La grande lingua glaciale alpina orientale, il cui ridimensionamento andava scoprendo zone sempre più estese del settore carnico, fu rapidamente sostituita dal reticolo idrografico che impresse al territorio i propri effetti erosivi e deposizionali. Il ridotto bacino idrografico del Torrente Citate agisce dunque senza soluzione di continuità da quasi 20.000 anni come nastro trasportatore dei frammenti rocciosi, grandi e piccoli, rilasciati dalle scoscese pareti del Monte Amariana lungo la ferita, mai cicatrizzata, della omonima faglia verticale (Faglia del Torrente Citate). Attualmente l'intero apparato è in gran parte regimato, seppure sempre attivo, grazie a un argine spondale nella parte apicale del conoide. L'intervento ha avuto l'effetto di convogliare le acque superficiali (presenti solo durante i periodici ed effimeri flussi stagionali) nel settore settentrionale del conoide, lontano dalla viabilità ordinaria.

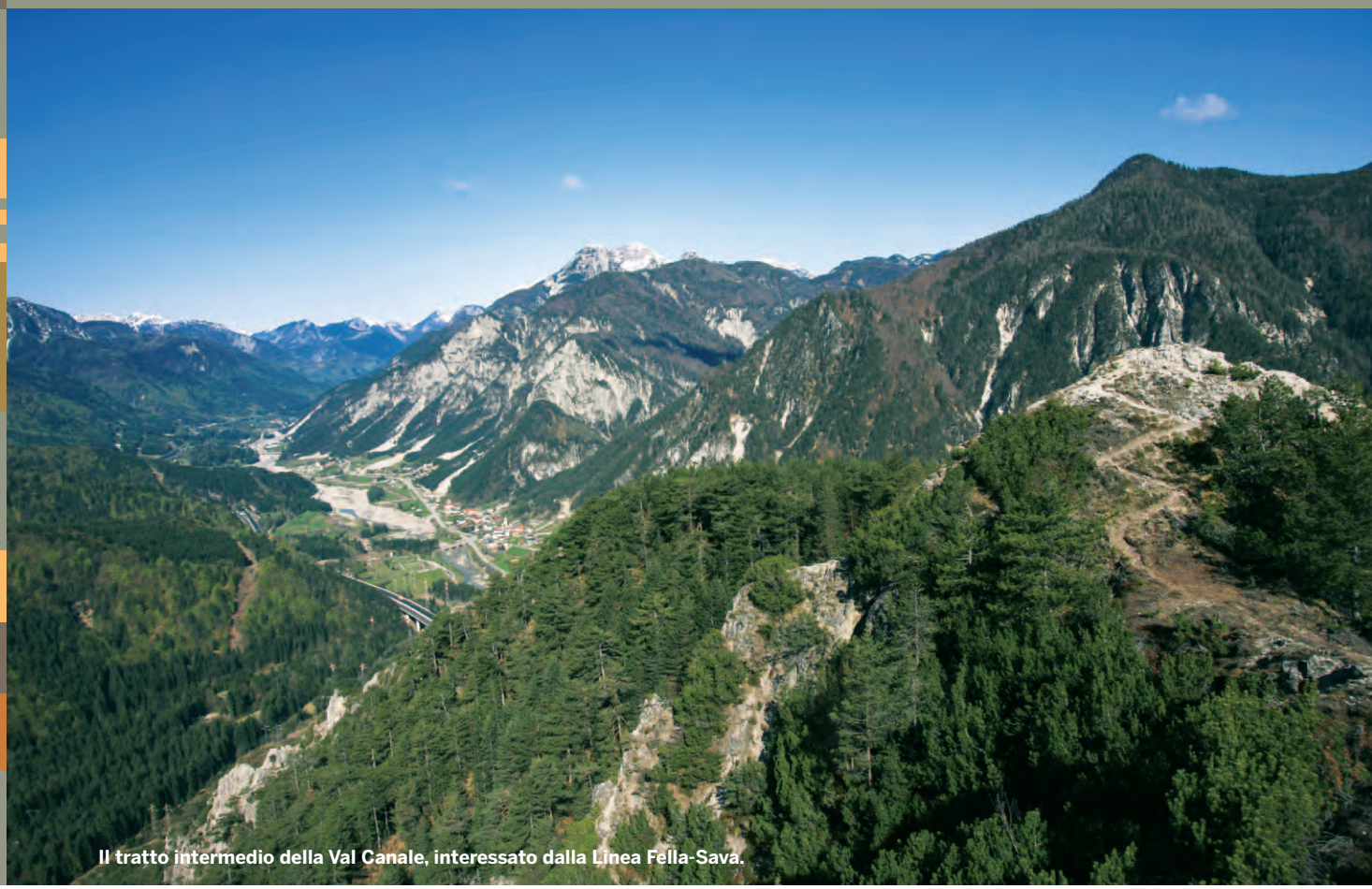
PIEGA DEL MONTE AMARIANA E CONOIDE DI DEIEZIONE DEI RIVOLI BIANCHI DI TOLMEZZO

Dal Ponte Avons sul Tagliamento, lungo la strada per Verzegnis, si ha la prospettiva migliore sull'Amariana. Per giungere in cima da Amaro si giunge fino al Cristo di Forca. Da lì in 2 ore e mezzo lungo il sentiero CAI 414 si è in vetta. Per l'apice del conoide (imbocco della gola del Torrente Citate) seguire il sentiero che parte di fronte alla "Palestra di Roccia" del Monte Strabut, raggiungibile con la strada Tolmezzo-Illegio.

Il conoide dei Rivoli Bianchi, ripreso dalla strada che porta a Illegio. Le porzioni più chiare, prive di vegetazione, sono quelle che oggi registrano il transito dei deflussi del Rio Citate che alimenta il conoide. Le parti più scure, in parte vegetate, da alcuni decenni sono prive di transiti torrentizi.

* Ecco come strati rocciosi e depositi sciolti possono raccontare la vita di oltre duecento milioni di anni fa, ma anche le vicende che hanno portato il territorio che ci circonda ad assumere l'aspetto attuale.

Dal Friuli... al Mar Nero



Il tratto intermedio della Val Canale, interessato dalla Linea Fella-Sava.

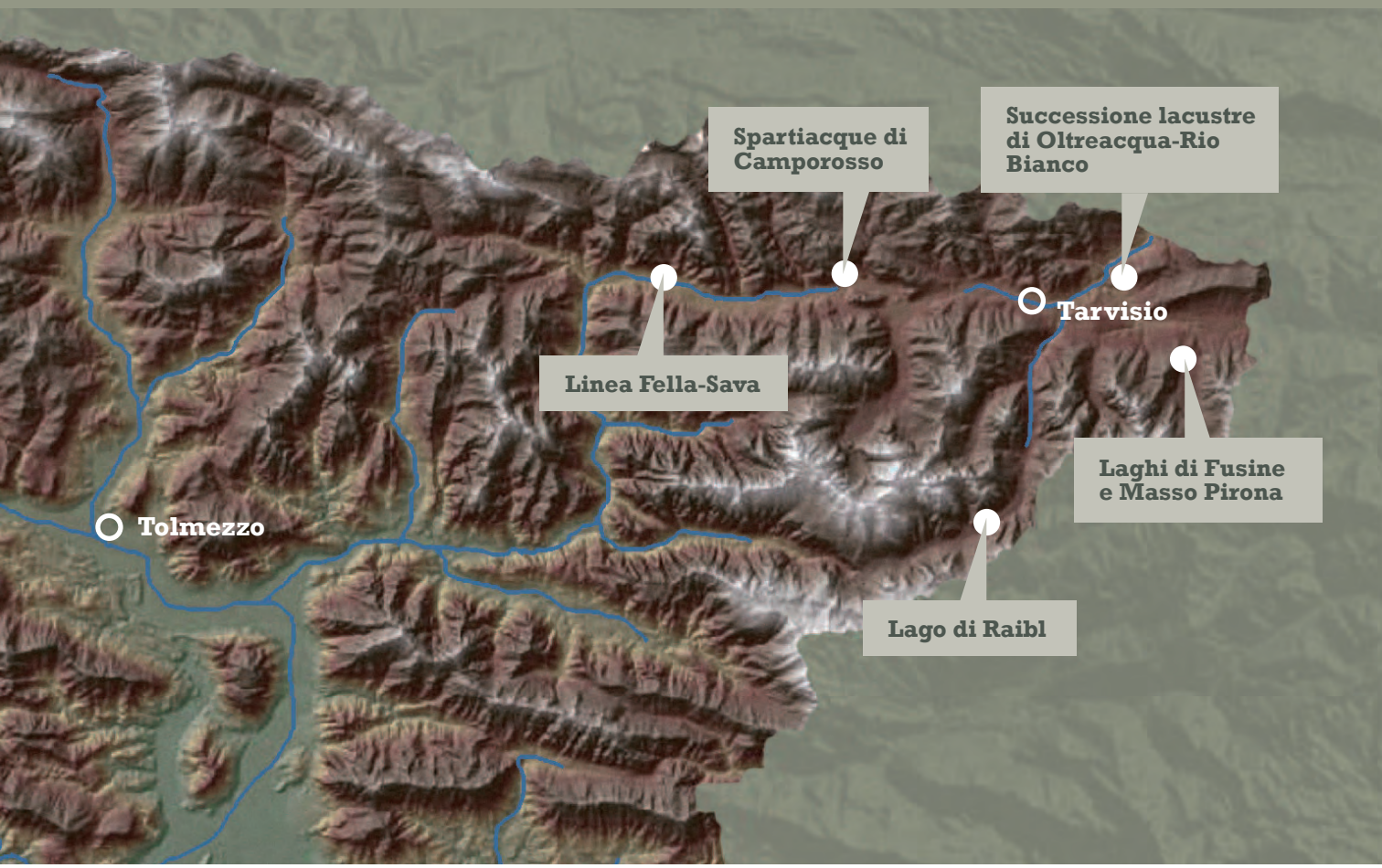
La nostra è una regione di confini, non solo amministrativi, che mutano con il tempo e con la storia, ma anche geografici e culturali. È una regione in cui si incontrano popolazioni di lingua e culture diverse. I corsi d'acqua e le valli in cui scorrono sono, allo stesso tempo, linee di divisioni e aree di incontro.

La Val Canale (il tratto della Valle del Fella tra Pontebba e Tarvisio) è stata storicamente parte del mondo tedesco, basti pensare come il territorio appartenesse, fino al medioevo, all'Arcivescovo di Bamberga (l'attuale Bamberg, nella Baviera settentrionale), tant'è che, dopo la Prima Guerra Mondiale, la Foresta di Tarvisio, gestita ora dal Corpo Forestale del Stato Italiano, è passata sotto la proprietà del Fondo Edifici di Culto del Vaticano, Questa appartenenza culturale al mondo dell'Europa centrale è rimarcata anche dall'idrologia. Infatti le acque del settore Nord-orientale della regione scorrono verso Nord, Nord-Est e raggiungono così il sistema dei fiumi Gail-Drava-Danubio, fino a sfociare nel Mar Nero.

La linea che separa due aree il cui reticolo idrografico afferisce a due fiumi diversi si definisce "spartiacque", proprio per rimarcare che le acque piovane (e poi i rii, i torrenti, i fiumi) dividono

Furio Finocchiaro

itinerario 3

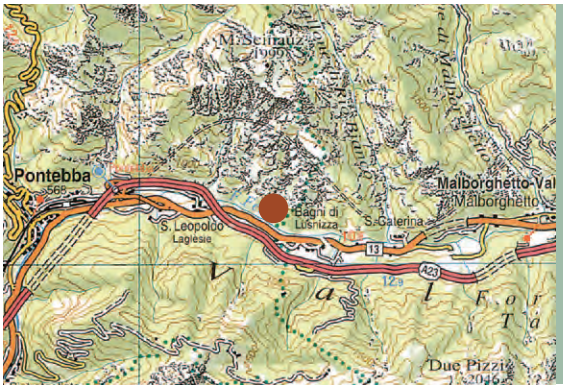


il loro corso a partire da questa linea, per dirigersi verso territori diversi. Ma dove passa esattamente lo spartiacque tra Mare Adriatico e Mar Nero in Val Canale?

Se percorriamo la valle verso Est, da Pontebba, l'inizio di questo itinerario, a Tarvisio, ci accorgiamo che la strada sale lentamente ma progressivamente. A Pontebba, infatti, la quota è di 560 m s.l.m., a Malborghetto di 710 m, per salire ulteriormente a Ugovizza (770 m): lungo questo tratto la strada è parallela al Fiume Fella, che naturalmente scorre verso Ovest, in direzione opposta.

Immediatamente dopo l'abitato di Bagni di Lusnizza, in riva destra del Fella, si può notare un'ampia zona del pendio priva di vegetazione, la roccia risulta rotta, rovinata, appare come un grande ghiaione. Si tratta di una fascia cataclastica, l'effetto geotecnico-morfologico di uno dei grandi sovrascorrimenti alpini, in questo caso la **Linea Fella-Sava**, che danno alla nostra regione la sua struttura geologica particolare, con le rocce più antiche sovrascorse al di sopra di quelle più recenti (*vedi anche il geosito: Cataclasti presso le sorgenti della Santissima Trinità*).

In riva destra del Fella verso settentrione affiorano le dolomie del Triassico medio superiore (circa 235-247 milioni di anni fa, Dolomie dello Sciliar), rocce chiare, cataclasate (quindi molto



LINEA FELLA-SAVA

Si tratta di un esteso corpo detritico che, vista l'estensione, è chiaramente osservabile dal fondovalle in quanto costituisce la base del versante settentrionale, lungo la riva sinistra del Fiume Fella, fra San Leopoldo, Bagni di Lusnizza e Santa Caterina.

fratturate e ridotte spesso a un semplice detrito, ma senza che questo abbia subìto un trasporto). Sul lato opposto, ben visibili risalendo un sentiero in riva sinistra del Rio dello Zolfo, si incontrano i calcari neri che appartengono alla Formazione a Bellerophon, l'ultima formazione del Paleozoico, depositata più di 260 milioni di anni fa. Risalendo ulteriormente il torrente si incontrano invece rocce clastiche, arenarie e siltiti appartenenti alla parte basale della Formazione di Werfen, in cui è anche possibile riconoscere fossili del genere *Claraia,* mollusco tipico di questa formazione, che è la più antica del Triassico (circa 250 milioni di anni fa). Alla stessa quota ritroviamo, ai due lati della valle, rocce di età diverse e questo è un segnale che la valle coincide con una linea tettonica. All'interno della Formazione a Bellerophon si ritrovano anche gessi ($CaSO_4$) che non affiorano lungo la valle. Ma è dall'alterazione (per un processo chimico di riduzione) di questi gessi all'interno del terreno che si formano le acque solforose che escono dalla sorgente di Bagni di Lusnizza.

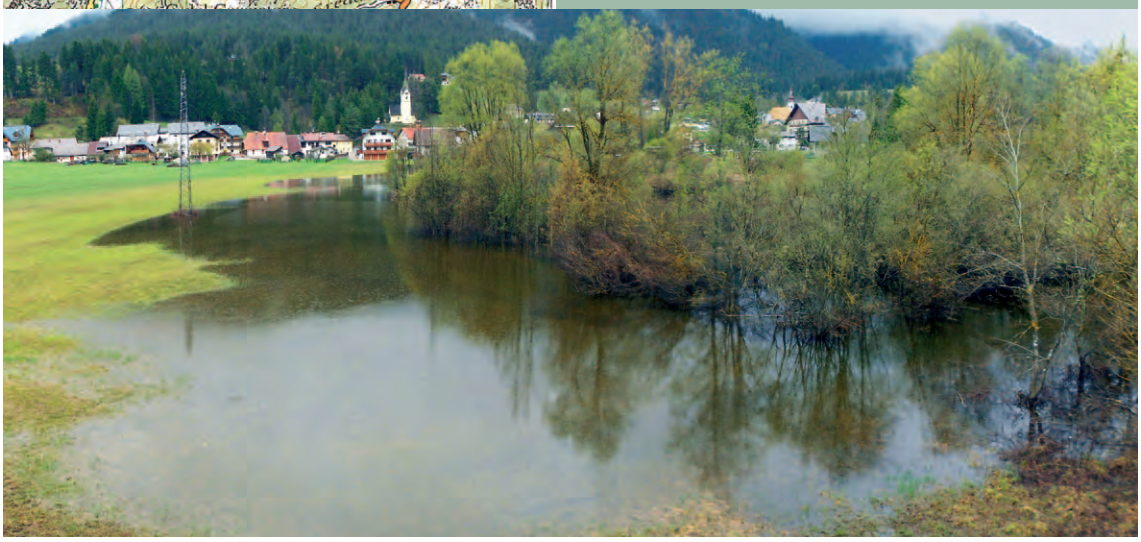
A Est di Ugovizza il Fiume Fella riceve, in riva sinistra, un importante affluente: il torrente Saisera, che percorre la valle omonima (*vedi anche il geosito: Valle glaciale del Torrente Saisera*) che ha origine dai versanti settentrionali dei gruppi montuosi dello Jôf Fuart e dello Jôf di Montasio. La morfologia della valle, pur modificata dai processi torrentizi post-glaciali, mostra ancora un evidente profilo ad U, che testimonia un'origine glaciale; a ulteriore conferma l'abitato di Valbruna è costruito su un piccolo cordone morenico. In corrispondenza di Camporosso le quote si stabilizzano: l'abitato e l'arrivo delle piste da sci dal Monte Lussari si estendono su un'ampia zona sub pianeggiante, con quote comprese tra 810-815 metri. È una zona in cui in caso di forti precipitazioni le acque ristagnano, formando specchi d'acqua temporanei.

Da Camporosso verso Tarvisio la strada è in discesa, affiancata non più dal Fiume Fella, ma dal Rio Bartolo, che scorre verso Est, e all'ingresso dell'abitato di Tarvisio la quota è scesa a 740 m. Camporosso, o meglio la Sella di Camporosso (**Spartiacque di Camporosso**) è quindi il punto della Val Canale dove passa la linea di spartiacque che divide le acque tra Adriatico e Mar Nero.

Il Rio Bartolo nasce al confine con l'Austria, scorre verso Sud attraversando l'omonima valle e poi, entrato nella piana di Camporosso, gira verso Est; nella conca di Tarvisio il Rio Bartolo confluisce nel Torrente Slizza, che un chilometro più avanti riceve in riva destra le acque del Rio Bianco, l'emissario del Lago di Raibl. Tra Tarvisio e Coccau lo Slizza si approfondisce in una gola molto profonda, poi prosegue il suo corso verso Nord-Est fino a entrare in Austria, dove viene chiamato Gailitz. A Nord di Arnoldstein il torrente confluisce nel Fiume Gail. Ma lo Slizza prende questo nome dopo la confluenza tra il Rio Freddo e il Rio del Lago, il torrente che ha origine dal versante orientale di Sella Nevea ed è l'immissario/emissario del Lago di Raibl. Subito dopo l'abitato di Tarvisio lo Slizza riceve in riva destra il Rio Bianco, che attraversa la Val Romana, ha

SPARTIACQUE DI CAMPOROSSO

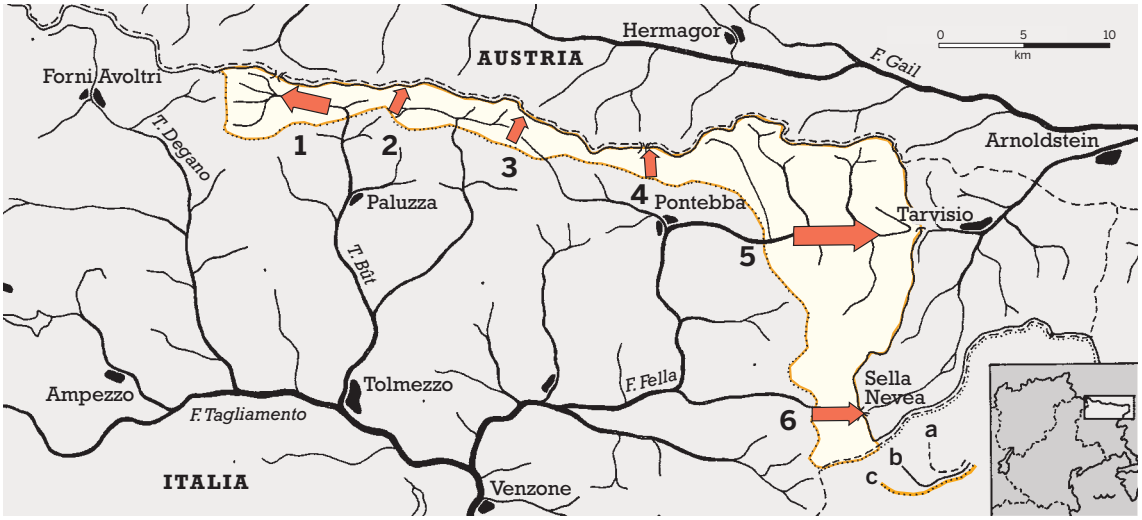
Si raggiunge facilmente in macchina: la Sella di Camporosso è attraversata dalle strade che percorrono la Val Canale: le reti viarie comunale, statale e internazionale che portano verso Tarvisio e l'Austria.



La piana di Camporosso: in caso di forti precipitazioni, le acqua ristagnano formando specchi d'acqua temporanei.

come affluenti l'emissario dei Laghi di Fusine e il piccolo corso d'acqua che scende dal valico con la Slovenia. Quindi anche i bacini idrologici dello Slizza e del Rio Bianco afferiscono al bacino danubiano. L'angolo nord-orientale del Friuli Venezia Giulia, insieme a un piccolo settore dalla Val Fiscalina e soprattutto al tratto più orientale della Val Pusteria e del Rio di Sesto, sono le uniche parti del territorio italiano le cui acque non afferiscono al Mar Mediterraneo.

È sempre rimasta stabile questa posizione dello spartiacque? Quasi certamente no, e lo dimostra l'andamento del tratto iniziale del Fiume Fella. Dalle sorgenti (Sella di Vuom, Alpe di Ugovizza) fino a Camporosso, per circa 4 km, il Fella scorre verso Sud-Est, come se il suo percorso fosse indirizzato verso oriente. In prossimità dell'abitato fa un brusco angolo di quasi 150° per scorrere in direzione quasi opposta, verso Ovest. Questo repentino cambio di direzione, indica che molto probabilmente, durante il Pleistocene medio (fra i 120 e i 700 mila anni fa) lo spartiacque era in una posizione più occidentale. Durante il Quaternario la valle del Fella era occupata da un ghiacciaio e l'insieme delle sue azioni erosive (esarazione) ha modificato la pendenza della valle, spianando ostacoli, creando depressioni. Prima dell'azione di esarazione glaciale è molto probabile che la linea di spartiacque fosse situata tra Santa Caterina e Malborghetto e, quindi, il tratto di valle a Est di queste località fosse drenato verso il Mar Nero. Indirettamente il glacialismo quaternario ha causato lo spostamento dello spartiacque in Val Canale, creando la cattura del Fella, nel senso che le acque del tratto iniziale del Fella, originariamente destinate a scorrere verso il bacino danubiano, sono state catturate dal bacino Adriatico. Un processo



Le frecce indicano lo spostamento dello spartiacque fra Mare Adriatico e Mar Nero durante l'ultimo milione di anni. In questo intervallo temporale sono stati numerosi i settori delle Alpi friulane strappati all'influenza del Mar Nero a vantaggio del bacino idrografico del Mare Adriatico. Lo spostamento progressivo dello spartiacque si è realizzato grazie a esarazioni e franamenti, nelle testate dei corsi d'acqua principali. In tal modo le acque di interi tratti fluviali erano richiamate attraverso nuovi varchi e più favorevoli percorsi (valli più basse). Di conseguenza il reticolo idrografico subiva modificazioni anche radicali. Complessivamente, il bacino idrografico danubiano, che convoglia le sue acque direttamente nel Mar Nero, ha perso oltre 120 km^2 di territorio (area in giallo).

a) Confine di stato. b) Andamento odierno dello spartiacque. c) Andamento dello spartiacque intorno a un milione di anni fa. 1) T. Bût; 2) T. Chiarsò; 3) Rio Pontebbana; 4) Rio Bombaso; 5) Sella di Camporosso; 6) T. Raccolana.

La cattura delle sorgenti del Fiume Fella, presso Tarvisio, che un tempo appartenevano al bacino idrografico del Mar Nero. L'abbattimento dell'originario spartiacque e la successiva erosione regressiva hanno portato alla "revisione" dei confini idrografici tra Mar Nero e Mare Adriatico. Sintomatica in questo caso è l'anomala e improvvisa curvatura (quasi 150°) registrata dal tratto iniziale del Fella.

geomorfologico molto simile è quello che ha causato la cattura del Rio di Sesto (Alto Adige) da parte della Drava. Ma anche in Regione ci sono altri fenomeni di spostamento dello spartiacque come conseguenza del glacialismo che di regola hanno portato ad aumentare l'estensione dei bacini gravitanti sull'Adriatico a scapito del bacino danubiano. Un esempio? L'alta valle del Bût e l'area del Passo di Monte Croce Carnico (*vedi anche "Evoluzione della valle del Bût" e il geosito: Valle sospesa del Passo di Monte Croce Carnico*).

Quindi tutto il settore Nord-orientale della regione appartiene, dal punto di vista idrologico, al bacino del Mar Nero. Dalla Conca di Camporosso la linea di spartiacque sale a settentrione tra la cima del monte Osternig, l'Acomizza, fino a raggiungere la cresta di confine; verso Sud continua attraverso il gruppo del monte Lussari, Sella Prasnig, il gruppo dello Jôf Fuart, Sella Nevea e il Gruppo del Canin (*vedi anche i geositi: Altopiano del Montasio; Conca glaciale del Monte Canin*) dove i processi carsici rendono più complessa l'individuazione dello spartiacque su base morfologica.

L'area del lago inferiore di Fusine.

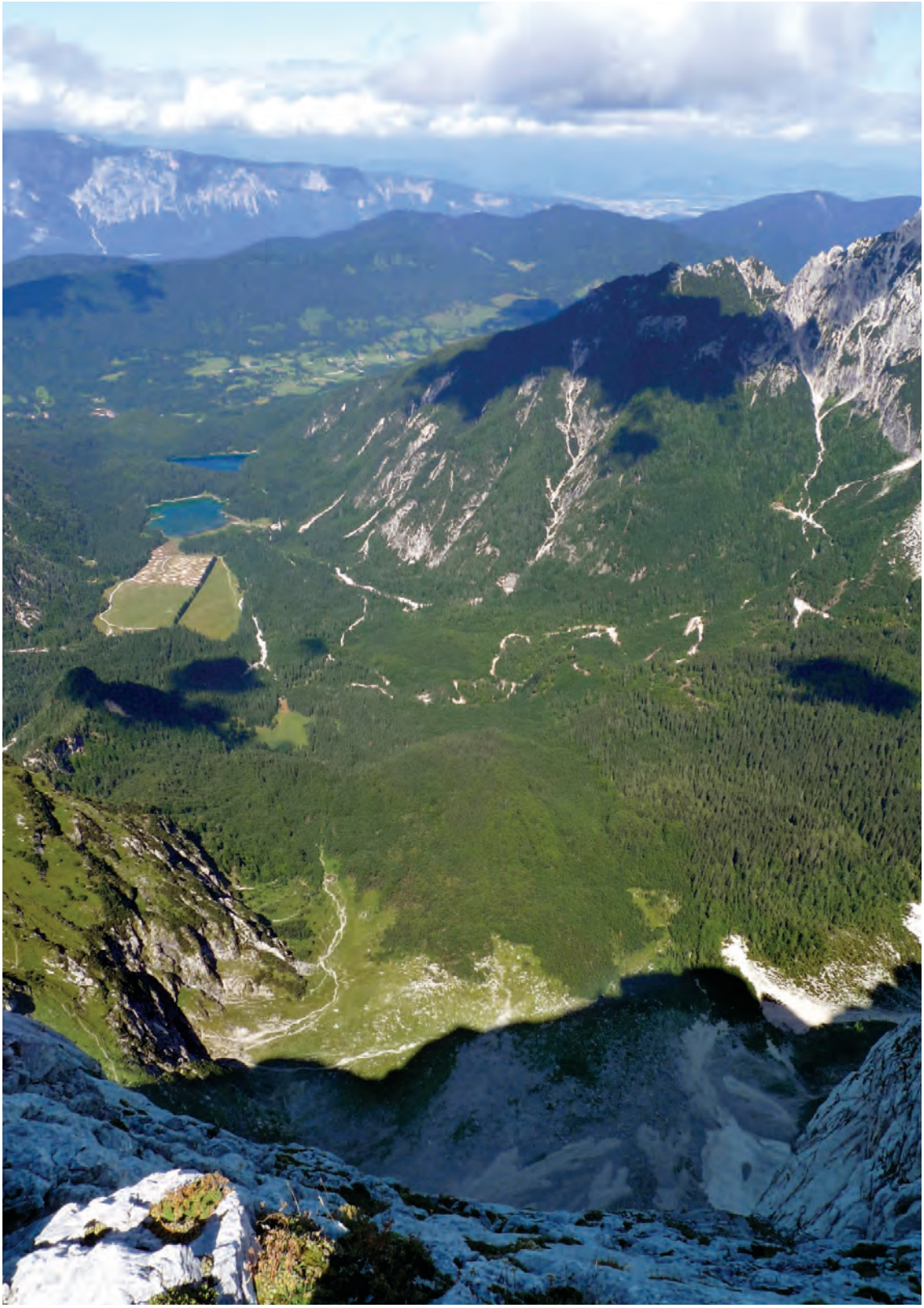
LAGHI DI FUSINE E MASSO PIRONA

Sono facilmente accessibili tramite una strada asfaltata che conduce al Lago Superiore. Attorno ai laghi si sviluppa una rete di agevoli sentieri.

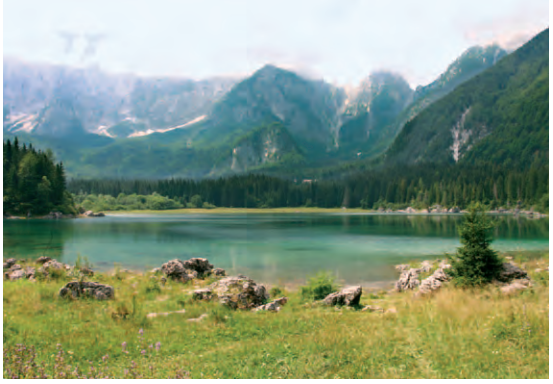
sopra - L' "intitolazione" del masso Pirona.
sotto - Il masso erratico Pirona.

In tutto il settore "danubiano" del Friuli ci sono altre rilevanti tracce del glacialismo. La conca dei Laghi di Fusine (**Laghi di Fusine e Masso Pirona**), uno dei luoghi più noti delle montagne del Friuli Venezia Giulia, contiene una serie di elementi morfologici legati al glacialismo. Le stesse pareti del Monte Mangart (*vedi anche il geosito: Piega del Monte Mangart*) e della Ponza sono un enorme circo glaciale, i due laghi occupano conche glaciali e sono separati da un antico cordone morenico. Su questo cordone si trovano moltissimi massi erratici: il Masso Pirona, dedicato ad un importante geografo di fine Ottocento, autore di una delle prime carte geologiche della Regione, con i suoi 18 m di altezza è probabilmente il più grande masso erratico in Europa; solo un po' più piccolo il vicino Masso Marinelli (i massi erratici sono enormi blocchi rocciosi che vengono trasportati dai ghiacciai verso valle e poi, al loro scioglimento, abbandonati).

Ma anche il Lago di Raibl è un lago che occupa il fondo di una valle esarata dai ghiacci e originato proprio dallo sbarramento ad opera di un piccolo cordone morenico.



La piana di Fusine vista dal "balcone" del Monte Mangart: si notano i due laghi di Fusine e le tracce di un terzo lago, a monte dei primi due.



Il Lago Superiore (più vasto ma meno profondo di quello Inferiore) e, sullo sfondo, le pareti meridionali della catena del Monte Mangart-Ponze.

L'area di Raibl è fondamentale per la stratigrafia del Triassico (il periodo geologico iniziale dell'eratema Mesozoico) e venne studiata estesamente da autori austriaci nella seconda metà dell'Ottocento. Uno dei piani del Mesozoico, infatti, prese il nome di "Raibliano" proprio per le rocce della zona che appartengono al "Gruppo di Raibl". I livelli del Carnico (termine, a valenza mondiale, che oggi ha sostituito nella nomenclatura geologica l'originario Raibliano e che comprende non solo il "Gruppo di Raibl", ma tutte le rocce depositatesi fra i 228 e i 216 milioni di anni fa circa, *vedi anche il geosito: Gruppo di Raibl*) sono diffusi in tutta l'area delle Alpi Giulie con siti di enorme interesse: basti pensare allo sfruttamento minerario di cui sono stati oggetto (*vedi anche il geosito: Miniera di piombo e zinco di Cave del Predil - Raibl*) o al fatto che conservano le piste e i nidi (fatto rarissimo in tutto il mondo) di rettili vissuti oltre 220 milioni di anni fa (*vedi anche il geosito: Orme e nidi di rettili arcosauri nella Val Dogna*).

Torniamo ai bacini lacustri che, indipendentemente dalla loro origine, sono, da un punto di vista geologico, morfologie relativamente effimere ovvero con una evoluzione rapida, destinate a venire interrate rapidamente, nel giro di poche migliaia di anni, a opera dei detriti trasportati dai torrenti immissari. È il fenomeno che si sta verificando lungo la riva settentrionale del Lago Superiore di Fusine, dove mette foce il torrente che drena i versanti settentrionali del Picco di Mezzodì, del Monte Mangart, delle Ponze. Il lago inferiore, invece è alimentato dalle acque che si infiltrano al di sotto del cordone morenico e riemergono in corrispondenza del vertice più settentrionale del lago; queste acque sono "filtrate" e quindi non contribuiscono all'interrimento del Lago Inferiore. Il fenomeno ha già provocato il completo interrimento di un terzo lago, situato più a monte degli attuali, e di cui resta, come unica traccia, una vasta radura nel bosco.

Il fenomeno di interrimento di un bacino lacustre da parte dei depositi trasportati da un torrente può essere osservato anche in corrispondenza dello sbocco del Rio del Lago, che proviene da Sella Nevea, lungo la riva occidentale del **Lago di Raibl**. Interrimento che ha portato al dimezzamento della lunghezza del bacino e alla formazione di un'ampia zona sub pianeggiante lunga più di un chilometro e ampia almeno 300-400 m. Dalle foto aeree, come pure dalle carte topografiche, si nota anche l'avanzamento laterale di piccoli delta lacustri (il Rio Verde dalla Cima del Lago; il Canale della Malga dallo Jôf Fuart)

Come si fa a riconoscere un deposito lacustre quando il lago ormai non esiste ed è stato completamente interrato? Le valli alpine sono ambienti ad alta energia in cui prevalgono sedimenti grossolani (ghiaie e sabbie) depositati da torrenti o sedimenti molto differenti per dimensioni (dai massi alle argille), massivi (non stratificati) depositati dai ghiacciai durante le ultime fasi glaciali. Solamente i laghi rappresentano ambienti a bassa energia, in cui è possibile la sedimentazione di materiali fini. Più in dettaglio la deposizione all'interno di un bacino lacustre ha una caratteristica zonazione concentrica: sedimenti più grossolani (sabbie e ghiaie) lungo le rive e soprattutto in corrispondenza dei delta dei torrenti immissari e sedimenti via via più fini (fanghi e argille) a ricoprire, in lamine sottili, il fondo del lago. Di regola il volume dei materiali grossolani è maggiore di quello dei materiali fini e quindi i depositi grossolani avanzano ("pro-

LAGO DEL PREDIL O DI RAIBL

È facilmente raggiungibile in automobile in quanto si trova nei pressi di Cave del Predil nella valle del Rio del Lago, lungo la strada che conduce a Sella Nevea.

La valle del Rio del Lago ed il Lago del Predil.

Il Lago del Predil con, sullo sfondo, il Monte Guarda e le Cinque Punte. Si tratta di un bacino lacustre di origine glaciale formatosi durante l'ultimo ritiro del ghiacciaio proveniente dal Monte Canin-Montasio.

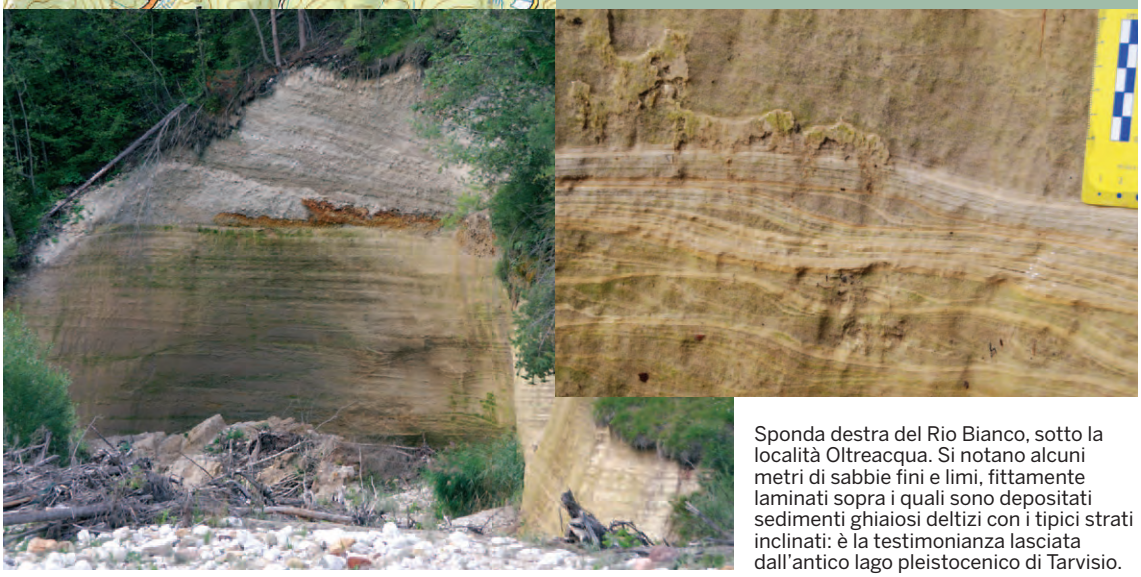
Si noti come all'estremità occidentale del lago, il Rio del Lago, in grado di trasportare grandi quantità di detriti grossolani, stia costruendo un delta, che progressivamente riempirà il bacino lacustre.

gradano") con strati inclinati, paralleli alla superficie inclinata che raccorda le rive con il fondo del lago. Questo avanzamento tende a ricoprire i sedimenti fini che si depositano sulla superficie orizzontale del fondo lago con i livelli più grossolani del delta lacustre.

Ritrovare depositi fini nettamente stratificati significa sicuramente aver ritrovato un deposito di paleolago. Ci sono parecchi depositi paleolacustri in Friuli Venezia Giulia (*vedi anche "Alta Valle del Fiume Tagliamento" e i geositi: Nicchie di paleo-frana dei Monti di Rivo e Cucco; Paleo-frana delle Sorgenti del torre e depositi lacustri della Val Mea*), sicuramente quello più evidente, chiaro, didattico si trova lungo la riva destra del Rio Bianco, un centinaio di metri a monte del ponte lungo la strada tra Fusine e la località di Sant'Antonio. Si può distinguere chiaramente la

SUCCESSIONE LACUSTRE DI OLTREACQUA-RIO BIANCO

A metà strada tra Tarvisio e Fusine in Val Romana, si incontra, sulla sinistra, la strada per Oltreacqua che dopo circa chilometro attraversa l'incisione del Rio Bianco. Subito dopo il ponte, risalire il Rio per un centinaio di metri.



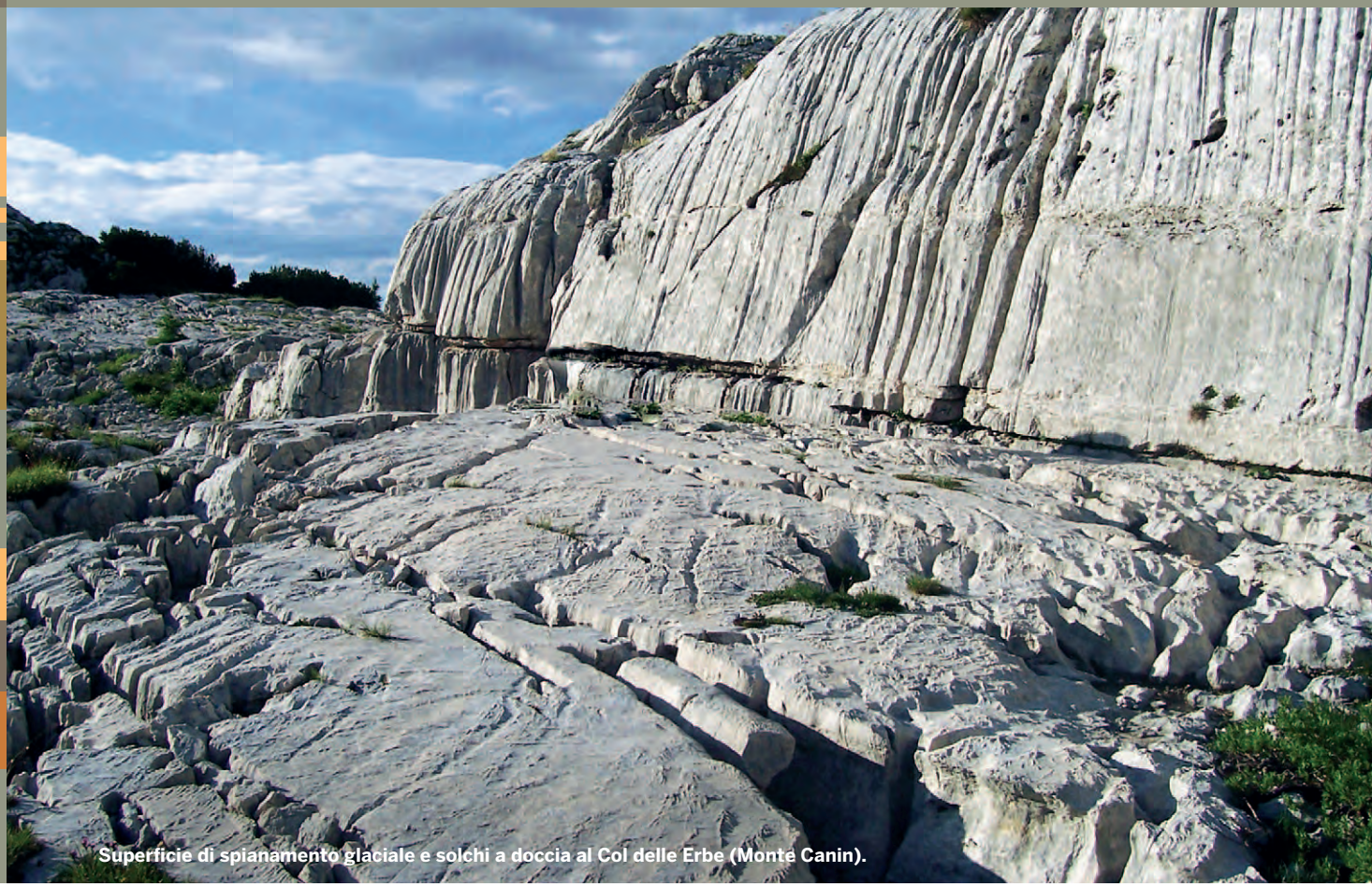
Sponda destra del Rio Bianco, sotto la località Oltreacqua. Si notano alcuni metri di sabbie fini e limi, fittamente laminati sopra i quali sono depositati sedimenti ghiaiosi deltizi con i tipici strati inclinati: è la testimonianza lasciata dall'antico lago pleistocenico di Tarvisio.

presenza sovrapposta di due tipi di sedimenti: in alto ghiaie e sabbia in strati inclinati (clinostratificati) al di sotto circa 6 metri di limi e sabbie fini in strati orizzontali. (**Successione lacustre di Oltreacqua-Rio Bianco**).

I sedimenti ghiaiosi rappresentano i depositi progradanti di delta lacustre. I sottostanti sedimenti fini sono invece il risultato di una sedimentazione in un ambiente più tranquillo, probabilmente il centro del lago o forse in un ambiente ancora influenzato da sedimentazione deltizia, ma sicuramente più lontano dalle rive e più profondo rispetto ai sovrastanti livelli ghiaiosi. Questa interpretazione (i geologi li definiscono stati di *bottomset*) è suffragata dal fatto che i livelli di sabbia fine presentano alcune laminazioni ondulate e non sono piano-paralleli.

* Fiumi e laghi punteggiano il territorio e paiono immutevoli, ma non è così. Le acque dei fiumi cambiano facilmente percorso e i laghi sono inevitabilmente destinati a scomparire!

Sculture di roccia: sopra e sotto il Canin



Superficie di spianamento glaciale e solchi a doccia al Col delle Erbe (Monte Canin).

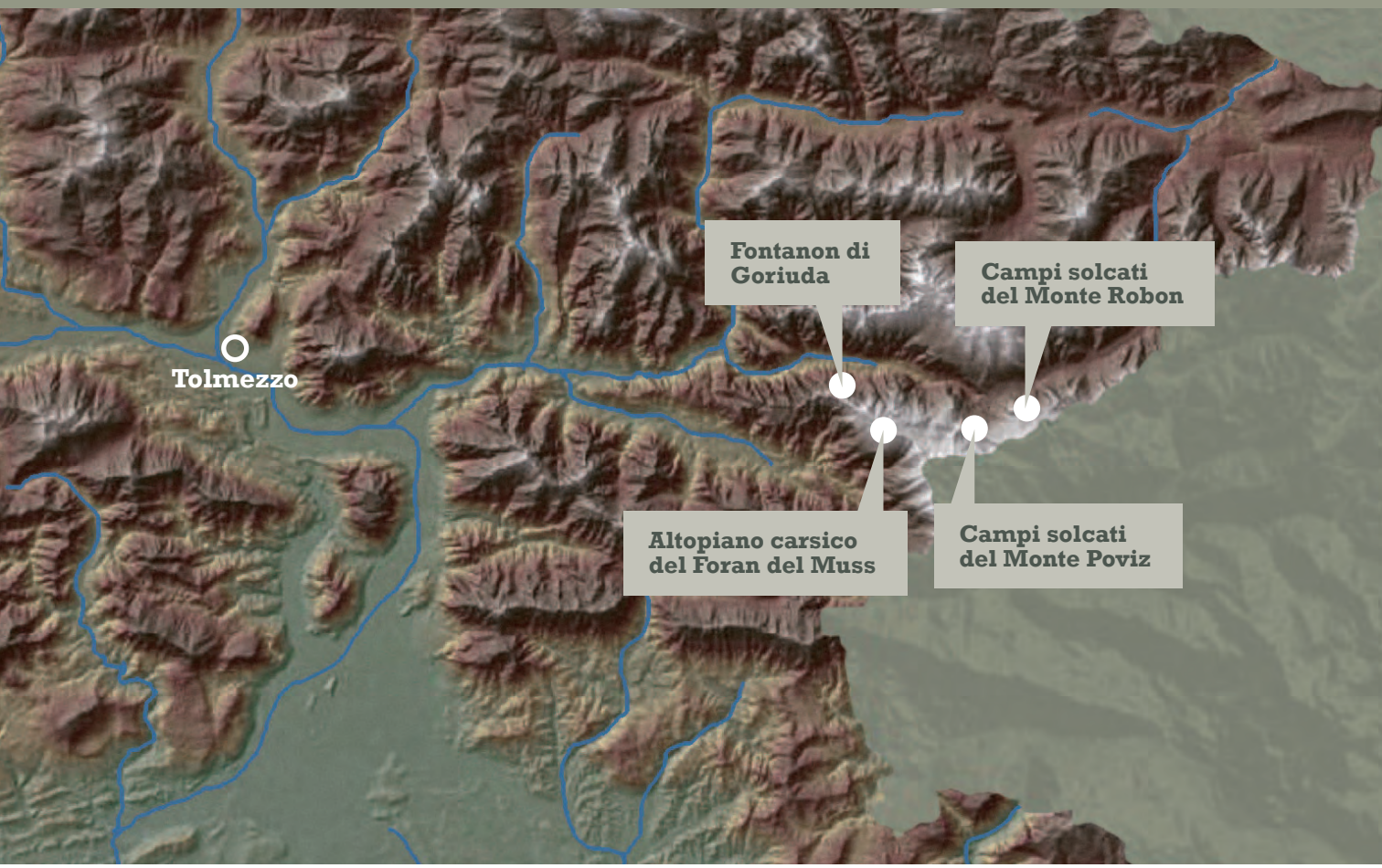
Quando all'erosione, causata dalle acque correnti, e alla esarazione, che dipende dai movimenti dei ghiacci, si somma il carsismo, legato alla dissoluzione chimica di alcuni tipi di rocce, il paesaggio geologico diviene quasi opera d'arte, un'affascinante e intrigante scultura naturale della superficie terrestre. In un settore delle Alpi Giulie questa particolare forma di "modellamento" raggiunge le sue manifestazioni più spettacolari: nel tratto più a monte del Raccolana i rilievi in destra, il Montasio, e in sinistra, il Canin, sono i più adatti a esemplificarci questi paesaggi particolari, risultato dell'azione combinata e alternata di processi fluviali, nivali, glaciali o carsici.

Il gruppo Jôf di Montasio-Jôf Fuart e il Monte Canin costituiscono una entità geomorfologica ben delineata, compresa fra le valli del Dogna, del Resia e dell'Isonzo. Separati dalla profonda incisione del torrente Raccolana, gli Altopiani del Canin e del Montasio sono uno dei più bei paesaggi carsici alpini d'Europa se non del mondo. Più dolce quello del Montasio, a forte condizionamento glaciale, più tormentato quello del Canin, a fortissimo condizionamento carsico.

Il gruppo del Canin è l'esempio di carso alpino tra i più spettacolari in Europa, sia per la ricchezza e varietà di forme superficiali (epigee), sia per la morfologia ed estensione delle cavità al suo

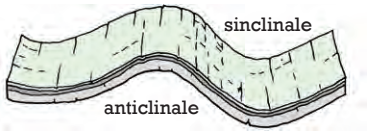
Franco Cucchi

itinerario 4



interno. In un'area di circa 180 km^2 si conoscono migliaia di grotte (2031 in Italia, e molte anche in Slovenia) con numerose cavità profonde più di 1000 metri e con più di 130 km di reticoli carsici attualmente esplorati.

Il Monte Canin è costituito da rocce sedimentarie carbonatiche di età che va dal Triassico superiore (le più diffuse) al Cretaceo e la sua struttura è quella di una piega anticlinale (piega con la convessità rivolta verso l'alto) tagliata da una faglia che corre a Nord della linea di cresta e porta in contatto tettonico la Dolomia Principale con il Calcare del Dachstein. Il Canin è così diviso in due blocchi nei quali le rocce presentano una giacitura opposta: quello settentrionale (gran parte del versante italiano) immerge verso Nord, quello meridionale (alto versante italiano e versante sloveno) immerge verso Sud.



Le forme del territorio

Le faglie minori, le fratture e la stratificazione, hanno favorito lo sviluppo dei reticoli carsici all'interno dei singoli blocchi rocciosi che, da un punto di vista idrogeologico, sono semi in-

FONTANON DI GORIUDA

Si percorre la Val Raccolana per qualche chilometro e, a monte dell'abitato di Piani, si segue il sentiero CAI 645 verso Casera Goriuda, fino al primo bivio. Si svolta a destra e in breve si giunge alla cascata.

La cascata che fuoriesce dal Fontanon di Goriuda.

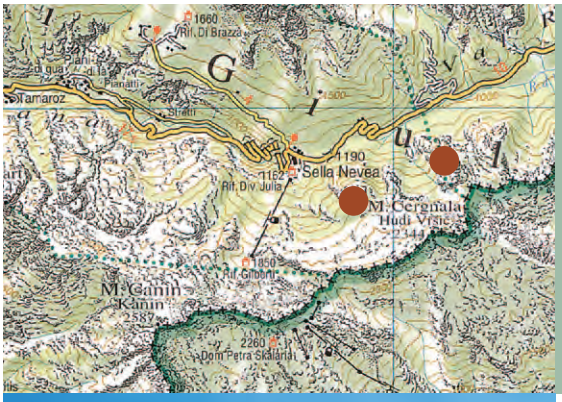
dipendenti: non esistono al momento collegamenti percorribili tra le cavità sviluppate nei due blocchi. Nella maggior parte dei casi i blocchi sono limitati alla base, dal punto di vista idrogeologico, dalla Dolomia Principale, che contribuisce alla formazione di una soglia di permeabilità dell'acquifero carsico.

Le cavità hanno le morfologie classiche degli abissi d'alta montagna, caratterizzate da forme vadose (pozzi cascata e forre strutturali) che intercettano sistemi suborizzontali relitti o attivi (gallerie freatiche, con sezione circolare o elissoidale). Il drenaggio sotterraneo avviene verso 4 sistemi vallivi distinti, con quote dei fondovalle, aree sorgive ed evoluzione degli stessi diverse tra loro.

Per quanto riguarda l'idrogeologia al contorno del Monte Canin, tra Italia e Slovenia, si contano nove sorgenti perenni ed una serie di sorgenti temporanee associate che hanno una funzione di troppo pieno. Alcune sono identificate in cavità ben precise come nel caso del **Fontanon di Goriuda** (Italia) e della Sorgente Boka (Slovenia), altre non sono ben definibili in quanto nei periodi più piovosi costituiscono una fascia sorgiva vera e propria dove l'acqua esce da fratture beanti (che tendono ad aprirsi) o da interstrati. Alcune sorgenti sono sfruttate sia a scopo idropotabile sia idroelettrico e costituiscono una risorsa importante per l'area.

Il Monte Canin

Arrivare al Monte Canin è facile, soprattutto se si utilizza la funivia: già alla stazione di arrivo, sui calcari lasciati liberi da chi pensa più all'indotto da sciatore che alla valorizzazione della natura, gli affioramenti calcarei sono un tripudio di forme carsiche superficiali. E all'intenditore possono interessare anche i fossili messi in risalto dalla dissoluzione selettiva e testimoni dei mari tropicali triassici, i filoni sedimentari testimoni di paleocarsismo e paleosismicità giurassico-cretacea, le rocce montonate e i blocchi erratici, testimoni delle recenti glaciazioni.



CAMPI SOLCATI DEL MONTE ROBON E CAMPI SOLCATI DEL MONTE POVIZ

Sono raggiungibili tramite il sentiero CAI 637, che collegano Sella Nevea alla zona Nord-orientale del Massiccio del Canin. Oppure con i diversi sentieri (CAI 636 e 636a, un po' meno agevole) che si dipartono dal Rifugio Gilberti.

in alto - Forme carsiche sul Monte Poviz.
qui sopra - Fori, solchi e crepacci carsici sul Monte Robon.

A quel punto o si segue verso Est per il Monte Poviz e il Monte Robon (**Campi solcati del Monte Robon** e **Campi solcati del Monte Poviz**) lungo i sentieri 636a e il 637 schivando l'obbrobrio delle piste del Prevala, o si sale al Gilberti e, verso Ovest, si scarpina lungo il 632 verso la Sella Bila Pec e poi Sella Grubia, ci si perde nell'allucinante distesa carsica del Col delle Erbe o del Foran dal Muss, con i sentieri 632 e 645 (magari seguendo questo per scendere, poi, giù fino a valle).

Un'area interessante è nel settore Nord-orientale dell'altopiano del Monte Canin alle pendici meridionali del Monte Poviz, a quote comprese tra 1750 e 1900 m circa in prossimità dell'intersezione dei sentieri CAI 636 e 637. I campi solcati si sviluppano su alcune pareti molto inclinate in calcari oolitici (in quota) e in calcari triassici a *Megalodon* (a quote inferiori) e consistono in profondi solchi carsici cui si accompagnano karren di vario tipo.

La morfologia dell'altopiano deriva dall'azione di modellamento glaciale che fino a qualche migliaio d'anni fa ricopriva tutto il massiccio. I campi solcati sono limitati a Est ed a Ovest da faglie subverticali sulle quali si sono impostati imponenti crepacci carsici e da terrazzi strutturali impostati su piani di strato. A conferma dell'alto incarsimento della zona, in un'area di circa 500 m di raggio si trovano circa 60 grotte catastate, di cui tre superano i 100 m di profondità.

All'interno del vicino complesso Abisso NET 10 (5577/3141 FR) e Abisso del Pero

Lo stupendo compendio di forme carsiche del Foran del Muss.

(6145/3532 FR) si apre una delle più vaste caverne di tutto il massiccio del Monte Canin, la Sala delle Meteore con dimensioni 140x40x50 m. Circa 1 km a Sud-Est si apre a una quota di 2130 m s.l.m. una delle grotte più profonde del Canin italiano: l'Abisso Led Zeppelin (5947/3394 FR) che giunge a una profondità di 960 m con uno sviluppo planimetrico di 2.5 km.

Le manifestazioni di carsismo epigeo (*vedi anche "Camminando per il Carso"*) assumono caratteri peculiari con diversificata presenza di piccole forme superficiali di dissoluzione quali scannellature, solchi e crepacci carsici, fori di dissoluzione, *kamenitze*, spesso riuniti in estesi campi solcati (*karrenfelder*) che mostrano caratteristiche differenti a seconda dell'inclinazione delle superfici e della loro origine, sovente legata a esarazione glaciale. Le morfologie carsiche superficiali si sovrappongono infatti alle forme di modellamento delle potenti lingue glaciali che ricoprivano tutto il massiccio, levigando e asportando ingenti quantità di materiale. Tra le forme collegate al passato glacialismo merita segnalare il circo glaciale tra il Monte Cergnala e il Monte Confine a Sud del Monte Robon.

L'**Altopiano carsico del Foran del Muss** fa parte dell'articolato pianoro settentrionale del Monte Canin in sinistra del Torrente Raccolana (Col delle Erbe, Piano del Prevala, Kaninski Podi, Goricica, Bila Pec, Pic Majot, Monte Poviz, Cucila e Kopa) la cui morfologia è il risultato di più fasi erosive e glaciocarsiche impostatesi su importanti linee tettoniche. Si ricorda che in destra del Torrente Raccolana si estende l'Altopiano del Montasio, geosito a caratteri più marcatamente glaciali.

L'altopiano del Foran del Muss-Col delle Erbe è caratterizzato da strati inclinati a monoclinale, in gran parte appartenenti alle formazioni della Dolomia Principale (Norico), dei Calcari del Dachstein (Retico) e dei calcari giurassici. Eclatanti sono le morfologie carsiche superficiali:

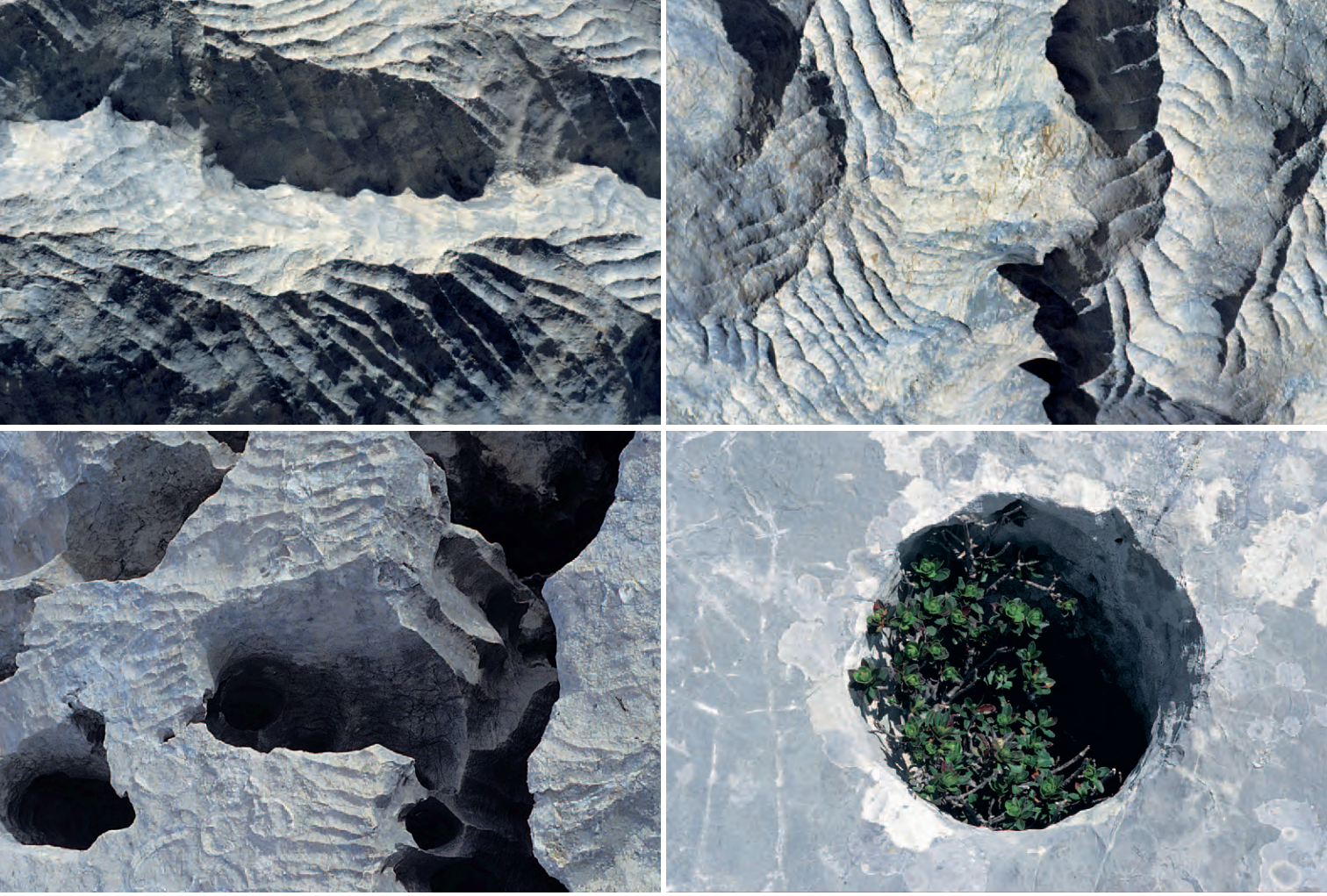
L'erosione selettiva mette in risalto le sezioni dei bivalvi del genere *Megalodon*, tipici del Triassico superiore.

scannellature, solchi, crepacci, vaschette, fori di dissoluzione danno corpo a estesi e variegati campi solcati, numerose sono le doline e i piccoli polje, i pozzi da neve, gli inghiottitoi, le fratture beanti. L'area è interessata da un fitto reticolo di faglie e fratture ad alto angolo o verticali: le discontinuità sono ben osservabili data l'assenza della vegetazione e di corsi d'acqua in superficie. Su esse si è impostato il fenomeno carsico profondo che si esplica in un complesso intreccio di cavità date da pozzi, gallerie, forre, cunicoli, sale di crollo.

L'unità più intensamente carsificata è quella dei Calcari del Dachstein, mentre la Dolomia Principale costituisce un livello di acquitard (termine con il quale si indica un complesso roccioso contenente una quantità d'acqua che "si muove" lentamente e in condizioni particolari). L'intricato sistema di reticoli carsici, che si sviluppa nel sottosuolo del Foran del Muss-Col delle

L'ALTOPIANO CARSICO DEL FORAN DEL MUSS

È raggiungibile con diversi sentieri sia dalla Val Resia che dalla Val Raccolana. In estate la funivia che collega Sella Nevea al Rifugio Gilberti, permette di raggiungere più comodamente il geosito: dalla stazione di arrivo si segue verso Ovest il sentiero 632 verso Sella Grubia.



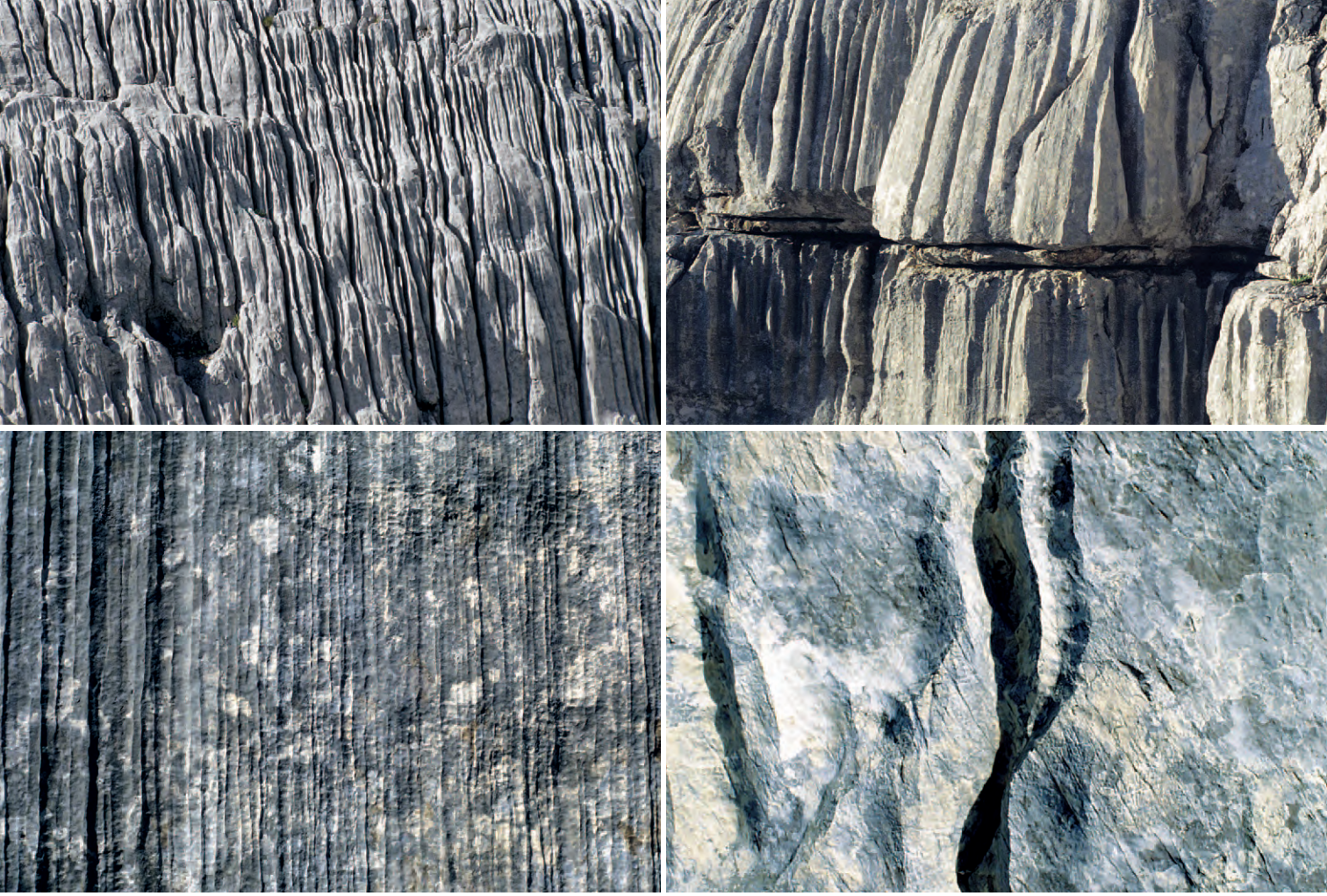
Alcune "forme carsiche" superficiali nel Massiccio del Monte Canin: diversi tipi di creste e fori carsici.

Erbe (con vani ipogei estesi complessivamente più di 50 km), drena le acque di questa vasta zona di assorbimento, convogliandola prevalentemente verso il Fontanone di Goriuda, il quale si getta nel Torrente Raccolana con una spettacolare cascata a quota 860 m s.l.m., ma anche verso il bacino del Fiume Isonzo in Slovenia (area sorgentifera di Bovec). Adiacenti al geosito se ne riconoscono altri, importanti dal punto di vista geomorfologico (*vedi anche il geosito: Conca Glaciale del Monte Canin*).

All'interno del geosito si aprono gli ingressi di oltre 800 cavità; tra queste 45 superano i 100 metri di profondità (10 si spingono ben oltre i -600 m dalla superficie) e 6 hanno uno sviluppo maggiore di 1000 metri. Le cavità con maggior sviluppo planimetrico si collocano nella parte centrale del geosito: Abisso Michele Gortani (8323 m); Abisso Giovanni Mornig (3465 m); Abisso Marino Vianello (3145 m); Abisso Enrico Davanzo (1500 m); Abisso Carlo Seppenhofer (1500); Abisso Emilio Comici (1500 m).

Nella parte Nord-orientale si apre il Complesso del Col delle Erbe; la successione di gallerie e di pozzi verticali supera i 30 km di sviluppo ed è prossima ai 1000 metri di profondità. Le grotte principali che costituiscono il complesso sono: Abisso Michele Gortani, Abisso Enrico Davanzo, Abisso Marino Vianello, Abisso Gianni Venturi, Meandro del Plucia, Pozzo del Chiodo, L 33 e Abisso U2.

Nella parte centrale si sviluppa il Complesso del Foran del Muss; le grotte principali che lo costituiscono sono: Abisso Carlo Seppenhofer, Abisso Giovanni Mornig e Abisso Emilio Comici.



Alcune "forme carsiche" superficiali nel Massiccio del Monte Canin: scannellature, docce e meandri.

Le pareti del Bila Pec, e in specie quella Est, permettono di valutare i risultati di azioni tettoniche compressive all'interno di una massa rocciosa calcarea a grossi banchi come quella del Calcare del Dachstein. Si possono individuare piani di faglia immergenti a NNE che si incrociano con piani immergenti a SSW i quali in genere tagliano e dislocano i primi, e quindi sono più recenti.

Sulla parete Ovest, dal Foran del Muss, si può osservare come a Sella Bila Pec queste strutture tettoniche siano nettamente troncate dalla Dolomia Principale sovrascorsa, per effetto del Sovrascorrimento del Canin, su calcari giurassici e che la cima del Monte Bila Pec è un *klippen*, formato da Calcari del Dachstein anch'essi sovrascorsi sui calcari giurassici (il sovrascorrimento è un fenomeno tettonico che conduce al distacco di ampi corpi rocciosi e alla loro traslazione, anche per grandi distanze, su altre rocce, lungo superfici suborizzontali, *vedi anche "Montagne che crescono"*). *Klippen* è un volume sovrascorso e rimasto isolato per erosione.

Nell'area fra la stazione alta della funivia, il Rifugio Gilberti e la parete Est del Bila Pec vi sono vari affioramenti di calcari bianchi o rosati in grossi banchi (parte sommitale del Calcare del Dachstein) lavorati in modo suggestivo dalla dissoluzione carsica: presentano straordinari accumuli di grandi conchiglie di Megalodontidi dalla sezione tipicamente a cuore, e di Dicerocardidi dalla sezione triangolare, immersi in una matrice bioclastica ricca di frammenti di crinoidi. La dissoluzione carsica superficiale mette in evidenza i gusci bianchi rispetto alla matrice rosata.

Sono paesaggi incantevoli nella loro rudezza, difficili e faticosi, ma appaganti: per carsismo, glaciocarsismo e fenomeni glaciali, Canin e Montasio sono estremamente didattici. Per in-

La tipica sezione di una galleria freatica nella Grotta "Rotule spezzate", sull'altopiano del Canin.

ciso le cose da vedere sono ben descritte anche nella Guida al Sentiero Geologico edita dal Parco Regionale delle Prealpi Giulie.

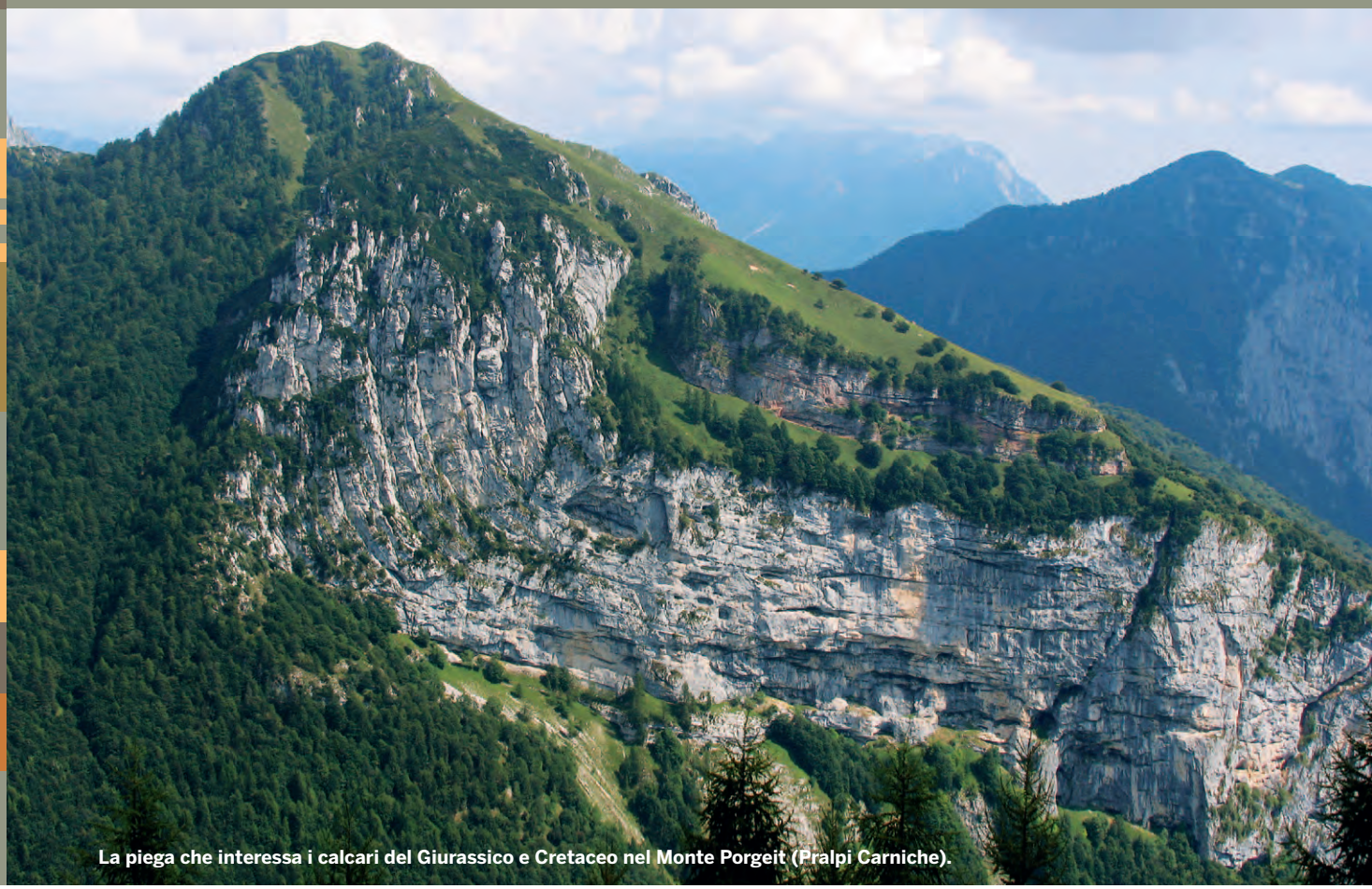
Mentre si percorrono le aspre forme superficiali si possono immaginare le altrettanto aspre forme ipogee: il Canin cela al suo interno un reticolo di cavità il cui sviluppo verticale e orizzontale è di moltissimi chilometri. L'intrecciarsi continuo ed esteso di pozzi profondi, di anguste e tortuose strettoie, di gallerie ed ampie sale, rende il carsismo alpino ipogeo del Massiccio del Canin fenomeno quasi unico al mondo. Difficilissimo per gli speleologi, impossibile per gli altri: temperatura di pochi gradi, possibilità di rovesci improvvisi, verticali da capogiro, strettoie mozza respiro: la visita è riservata a pochi specialisti.

Il percorso da Sella Nevea ai Piani del Montasio (*vedi anche i geositi: Altipiano del Montasio; Conca Glaciale del Montasio*) è una via facilissima, che fornisce l'occasione di prendere già a Casera Barboz confidenza con i conglomerati e le brecce interglaciali e che consente di passeggiare fra forcelle, casere, depositi morenici, erratici, detriti di falda antichi e recenti al piede delle pareti in Dolomia Principale e Calcare del Dachstein.

Diverse aree del Friuli sono interessate da un notevole sviluppo del fenomeno carsico, in particolare il Cansiglio-Cavallo, l'Altopiano di Gerchia, il Monte Bernadia e il Monte Matajur mostrano stupendi esempi di carsismo superficiale (*vedi anche i geositi: Carsismo del Monte Resettum; Carsismo dei monti Cjastelat e Pala Fontana; Doline ed Abissi del Cansiglio; Forra del Torrente Cosa e Grotte di Pradis*). L'area del Carso Classico, nella Venezia Giulia, viene approfonditamente descritta in uno specifico capitolo (*vedi anche "Camminare nel Carso"*).

* Il Monte Canin è un ambiente carsico d'alta montagna fra i più importanti a livello mondiale, grazie all'imponenza dei fenomeni sotterranei e alla meraviglia delle forme superficiali.

Montagne che crescono: dal Gemonese all'Arzino



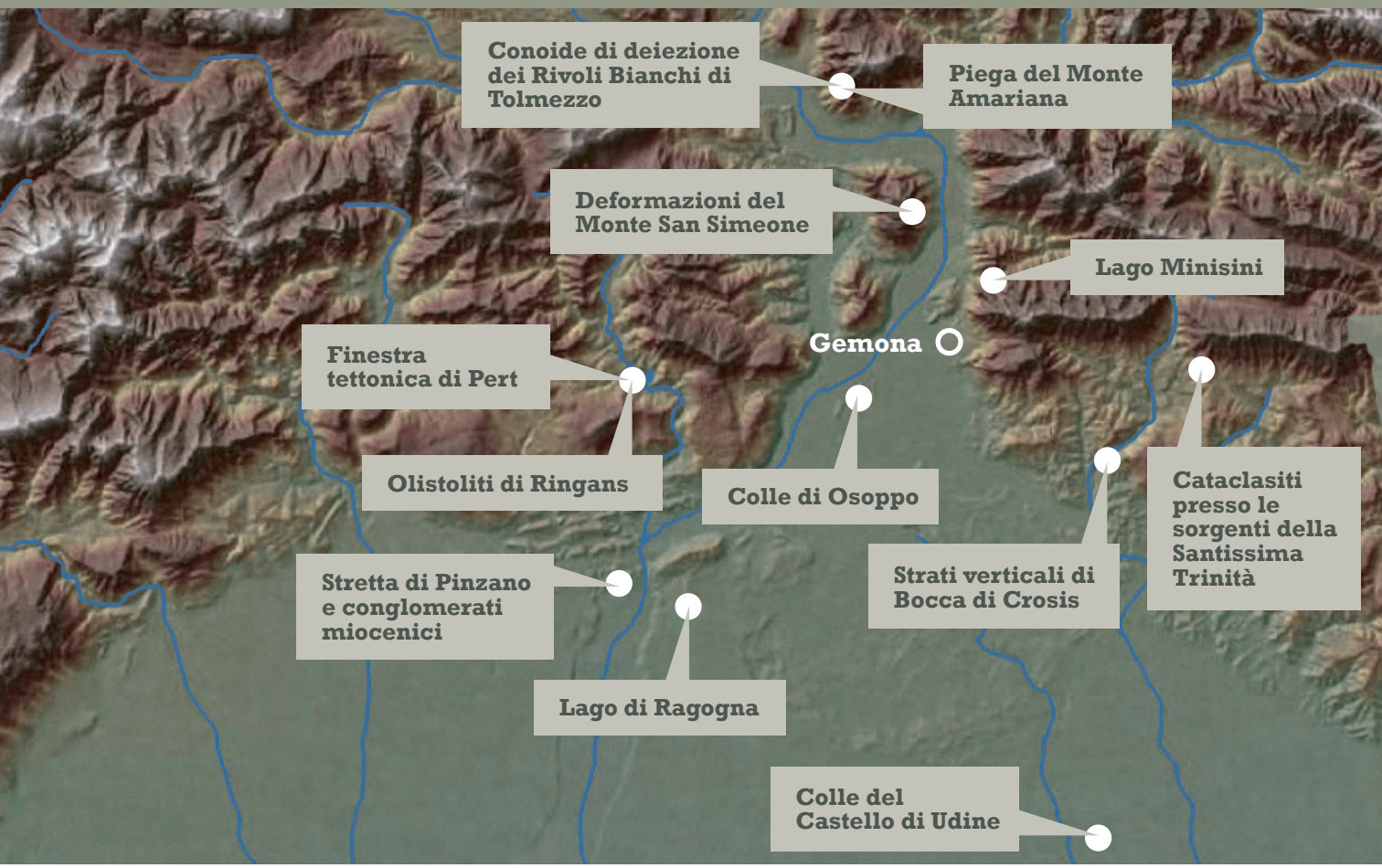
La piega che interessa i calcari del Giurassico e Cretaceo nel Monte Porgeit (Pralpi Carniche).

Le montagne della nostra regione sono costituite quasi totalmente da rocce sedimentarie, formatesi sotto forma di fanghi carbonatici, sabbie e ghiaie che si depositarono in fondo al mare o in antiche pianure e che poi si consolidarono. C'è anche qualche roccia vulcanica a ricordarci che nel passato in certi momenti nel nostro territorio ci furono alcuni vulcani in mezzo a quei mari (Formazione del Dimon e Vulcaniti di Rio Freddo), collegati all'apertura di fratture e faglie da cui risalivano i magmi. Erano tempi in cui la crosta terrestre si rompeva per estensione e alcuni blocchi si abbassavano per tettonica distensiva. Poi, circa 70 milioni di anni fa, lo scontro fra placca africana e placca europea cominciò a deformare per compressione la crosta terrestre e qua e là iniziarono a emergere prima delle isolette in mezzo al mare e poi sempre più si alzarono delle vere e proprie montagne specialmente intorno ai 10-7 milioni di anni fa. Alla fine di quel periodo, così movimentato, circa 2 milioni di anni fa gran parte della catene montuose friulane era già costruita e, molto probabilmente, le vette erano anche molto più alte di oggi.

Da allora fiumi e grandi ghiacciai erosero e portarono a valle e al mare enormi quantità di materiali rocciosi, disgregando le montagne e costruendo così le pianure. Le montagne però ancora oggi continuano lentamente ad alzarsi: è stato calcolato che le Prealpi si stanno sollevando di cir-

Maurizio Ponton

itinerario 5



ca 1 millimetro all'anno. Molti diranno: ma non è nulla! Provate allora a moltiplicare questo valore per 1 milione di anni, che nella storia della Terra è un periodo breve, e vedrete di quanto si saranno alzate! E così, mentre cercano di crescere, l'erosione le modella continuamente: è un bel gioco!

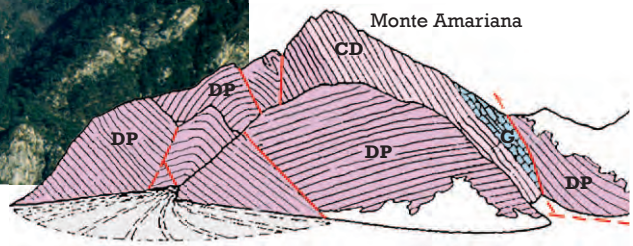
In questo grande gioco, le rocce, mentre vengono spinte, si possono piegare se il movimento è lento e avviene in profondità; il più delle volte si rompono e si fratturano in tanti pezzi o scaglie che si accavallano una sull'altra. Naturalmente, quando questi movimenti sono più veloci e avvengono improvvisamente, si generano terremoti e la nostra è una terra dove quei fenomeni sono frequenti.

Esistono montagne già adulte ben formate e fortemente incise dall'erosione, altre sono giovani, ancora in crescita ma segnate da qualche cicatrice come torrenti e frane, infine vi sono i colli o i piccoli rilievi nella pianura che hanno appena iniziato ad alzarsi.

Andremo a cercare i luoghi dove meglio si possono osservare questi fenomeni: troveremo punti dove, con una breve sosta, si possono osservare rocce deformate o fratturate in vicinanza di faglie, cioè di fratture importanti lungo cui si sono verificati movimenti di intere montagne.

Schema geologico del Monte Amariana, una successione stratificata, in origine continua e indisturbata, oggi smembrata in blocchi separati da faglie: le principali sono le Linee del Monte Amariana e la Linea di Posselie.

DP: Dolomia Princiaple del Triassico sup; CD: Calcare del Dachstein del Triassico sup; G: calcari del Giurassico.



Rivoli Bianchi di Tolmezzo

Osservare l'orogenesi...

Ci sono siti straordinari distribuiti un po' ovunque, specialmente sulle montagne, spesso in luoghi impegnativi da raggiungere; abbiamo però qui scelto alcuni siti fra la pianura e le montagne legati tra loro da un percorso facile, seguibile in automobile e con facili escursioni.

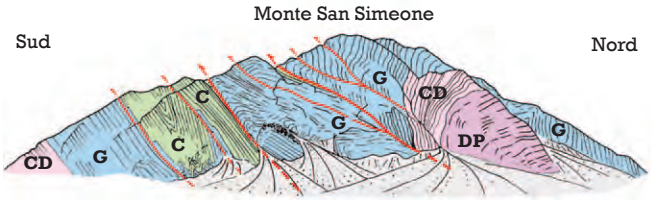
Dalla periferia Est di Tolmezzo, possiamo ammirare nel modo migliore la sagoma piramidale del Monte Amariana, la montagna che è un punto di riferimento importante per la Carnia, sia per la sua imponenza che, appunto, per la sua forma particolare (**Piega del Monte Amariana**).

Se ci fermiamo e osserviamo bene i suoi fianchi, sono evidenti i grossi strati inclinati verso Sud delle sue pendici meridionali e, dopo una zona di grandi fratture, gli stessi strati inclinati invece verso Nord. Tutto questo ci dice che l'Amariana (la cui cima si trova a 1905 m s.l.m.) è una enorme piega (anticlinale, cioè convessa verso l'alto, sviluppata in calcari e dolomie del Triassico e in parte del Giurassico) che, mentre si formava circa 10-15 milioni di anni fa, si ruppe in più punti. Guardando ai piedi del monte si osserva un enorme conoide, un deposito bianco di ciottoli che provengono tutti dal Torrente Citate (**Conoide di deiezione dei Rivoli Bianchi di Tolmezzo**).

PIEGA DEL MONTE AMARIANA E CONOIDE DI DEIEZIONE DEI RIVOLI BIANCHI DI TOLMEZZO

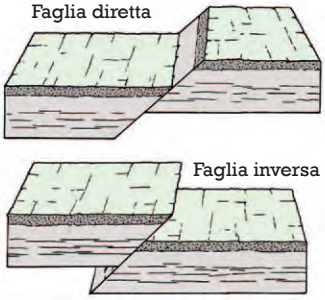
Dal Ponte Avons sul Tagliamento, lungo la strada per Verzegnis, si apre la prospettiva migliore sull'Amariana. Per raggiungere la cima da Amaro si arriva fino al Cristo di Forca. Da lì in 2 ore e mezzo lungo il sentiero CAI 414 si è in vetta. Invece per l'apice del conoide (imbocco della gola del Torrente Citate) seguire il sentiero che parte di fronte alla "Palestra di Roccia" del Monte Strabut, raggiungibile con la strada Tolmezzo-Illegio.

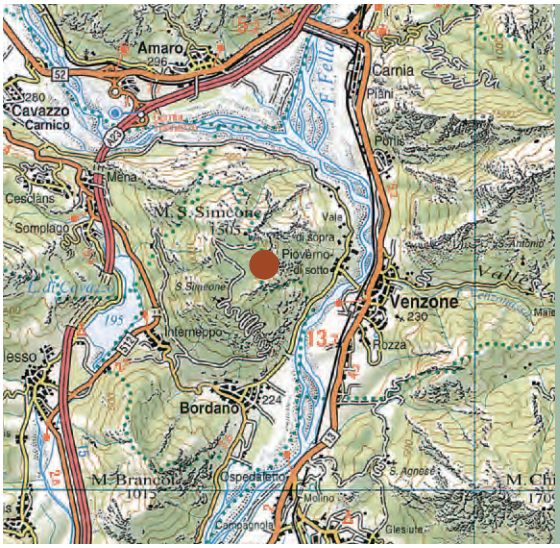
Il Monte San Simeone (visto dal ponte sul Torrente Venzonassa a Venzone) rivela, attraverso i tipi di roccia e le loro differenti età, le inclinazioni e i contorcimenti degli strati, una storia complessa fatta di antichi ambienti marini e poderose spinte crostali (DP: Dolomia Principale del Triassico sup.; CD: Calcare del Dachstein del Triassico sup.; G: calcari del Giurassico; C: calcari del Cretaceo).



Il torrente trasporta a valle il materiale macinato dalla faglia della Citate, una delle faglie che rompono l'anticlinale del monte. Dunque l'Amariana è una montagna matura, nata come una grande piega ma rotta in più punti ed erosa dall'acqua e dai ghiacci, si presenta oggi come una piramide, ultimo testimone di un grande passato.

Spostandoci di poco più a Sud possiamo invece provare a carpire i segreti del San Simeone, osservandolo nel suo fianco orientale (**Deformazioni del Monte San Simeone**). Questa montagna per tradizione popolare sarebbe sede del cosiddetto orcolat, un gigante mostruoso condannato a rimanere sotto terra a causa del suo amore impossibile e non corrisposto per la bella Amariana che quando si muove scrolla le rocce sopra le sue spalle provocando terremoti. Leggenda assolutamente ben fondata visto che sotto il San Simeone (e nelle aree vicine) a chilometri di profondità sono stati misurati alcuni dei terremoti più



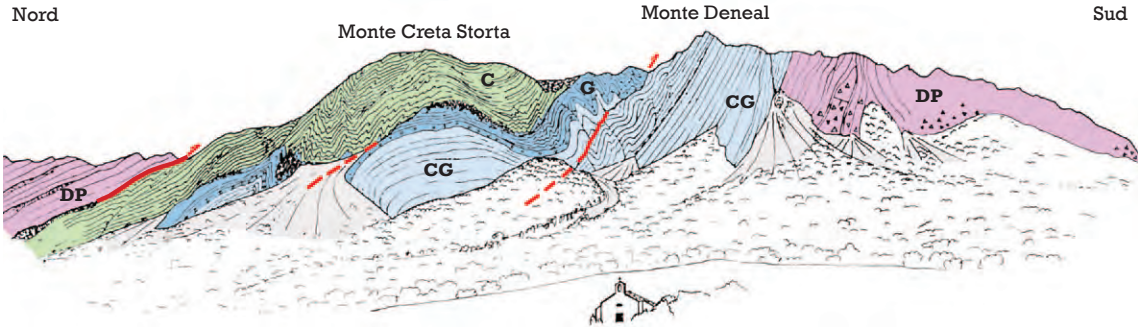


DEFORMAZIONI DEL MONTE SAN SIMEONE

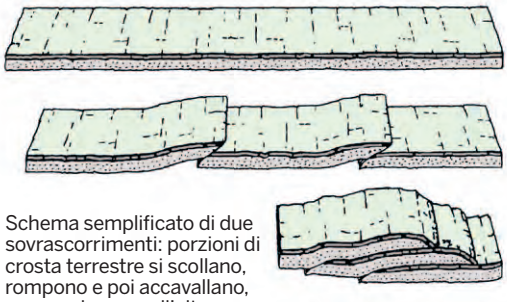
L'osservazione è ottimale da lontano. Alla periferia di Venzone, dal ponte sul Rio Venzonassa o dal parcheggio antistante, si apre una panoramica spettacolare sulla parete orientale. Osservazioni dirette possono essere eseguite risalendo - con estrema prudenza - la strada che, dalla sella tra Bordano e Interneppo, risale il versante meridionale del Monte.

LAGO MINISINI E SELLA SANT'AGNESE

Si giunge facilmente al lago seguendo, dalle scuole elementari di Ospedaletto, la carrareccia che conduce al Colle di Sant'Agnese. L'escursione a piedi a Sella Sant'Agnese richiede circa un'ora di cammino all'andata e altrettanto al ritorno per la stessa strada, un po' di più se si torna verso Nord lungo il sentiero naturalistico Silans, oppure verso Sud per Gemona passando presso il campeggio.



Le Prealpi Giulie a monte di Sella Sant'Agnese (DP: Dolomia Principale del Triassico sup.; G: calcari del Giurassico medio-superiore; C: calcari del Giurassico inferiore).



Schema semplificato di due sovrascorrimenti: porzioni di crosta terrestre si scollano, rompono e poi accavallano, scorrendo una sull'altra.

forti, a cominciare da quelli del 1976. Se osserviamo bene i suoi versanti verso il Tagliamento ci rendiamo conto della complessità di questa montagna fatta di rocce piegate, fagliate e accavallate le une sulle altre. Movimenti tettonici profondi hanno deformato le rocce, calcari e dolomie, che sono risalite in superficie e che poi i ghiacciai e le acque hanno eroso mettendole in evidenza. Quindi il San Simeone è una montagna adulta ma che ha ancora dei forti sussulti.

Nella vicina bellissima Venzone, distrutta dal terremoto del 1976 e completamente ricostruita, si può visitare "**Tiere Motus**", un museo sul terremoto con saletta di simulazione della scossa sismica.

Dirigendosi da Venzone verso Gemona si giunge a Ospedaletto da cui si parte per un'interessantissima escursione lungo una vecchia strada militare che passa presso il **Lago Minisini**, uno degli ultimi esempi di lago periglaciale, e giunge a Sella Sant'Agnese.

La strada sale sul fianco del Monte Cumieli, toccando rocce calcaree grigio-chiare di varie formazioni del Giurassico e Cretaceo: gli strati sono variamente inclinati, piegati e fagliati, come nei pressi della galleria in roccia circa a metà strada; poco a monte della galleria si può anche ammirare il panorama sulla valle del Tagliamento, il colle di Osoppo e il Monte Brancot. Dopo il

tratto finale nel bosco si giunge in vista della splendida Sella di Sant'Agnese e del Monte Deneal che la sovrasta. Sulle sue pendici si può notare in un solo colpo d'occhio tutta la successione di rocce appena attraversata da vicino salendo lungo la strada; si osservano inoltre gli strati calcarei deformati in innumerevoli pieghe di dimensioni da qualche metro a centinaia di metri di raggio; qui ci si rende conto delle forze che portano a deformare le rocce e a innalzarle a migliaia di metri sul mare. Si può scendere alla sella lungo la strada fino alla chiesetta dedicata a Sant'Agnese e godere della dolcezza del paesaggio; di qui passava un ramo del ghiacciaio che modellò i fianchi della montagna.

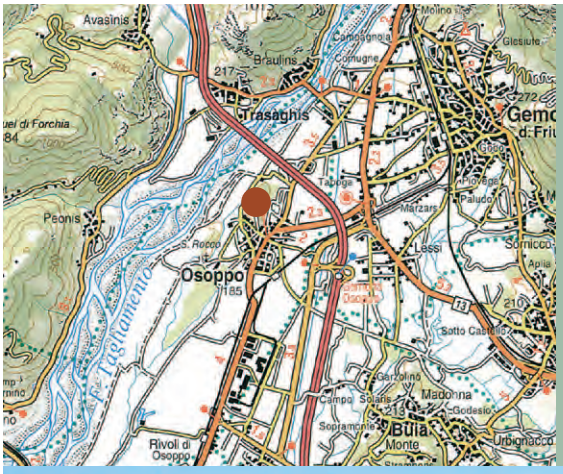
Versante occidentale del Monte Deneal, visto da Sella Sant'Agnese: sono evidenti le pieghe nella successione giurassico-cretacea, scollata al di sopra dei Calcari Grigi, affioranti in basso a destra.

Scendendo verso Gemona dopo i tornanti si attraversa l'alveo del Torrente Vegliato e si giunge sulla strada che dal centro abitato sale verso Sella Foredor, lungo i fianchi dell'enorme conoide del torrente sui quali si sviluppa Gemona (*vedi anche il geosito: Conoide di deiezione del Torrente Vegliato*). Come per i rivoli Bianchi di Tolmezzo, anche questo conoide è il risultato dell'accumulo di materiale roccioso derivante dal franamento continuo e dal trasporto a valle da parte del torrente; l'enorme quantità di ciottoli è dovuta alla estrema fratturazione della roccia del Monte Chiampon a causa della presenza del sovrascorrimento più importante della regione che ha innalzato la catena del Chiampon: la linea Barcis-Staro Selo (*vedi anche i geositi: Linea Barcis-Staro Selo: gola del Torrente Susaibes; Monti Dagan e Cecon; Cataclasiti presso le sorgenti della Santissima Trinità*).

Non distante da Gemona c'è Osoppo e dalla sommità del suo colle si può meglio osservare da lontano il conoide del Torrente Vegliato, Gemona e Sella Foredor, punto di contatto tettonico fra le dolomie triassiche del Monte Chiampon a Nord e i calcari e le marne del Cretaceo e del Paleogene del Monte Cuarnan a Sud.

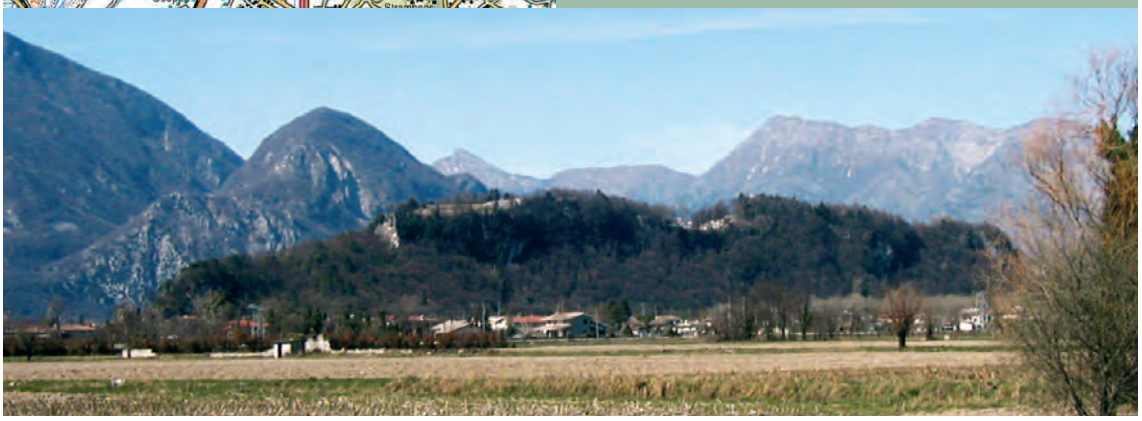
Il Colle di Osoppo sorge isolato nella piana del Fiume Tagliamento ed è un rilievo alto sulla pianura circa cento metri e piatto alla sommità, delimitato da pareti rocciose verticali, caratteristica che lo rese un importante punto strategico e ben difendibile, sede nelle varie epoche storiche di villaggi, chiese, castelli e forti. Ma andiamo a vedere la geologia da lassù. Mentre saliamo possiamo osservare la roccia di cui è composto il colle: è un conglomerato, cioè una ghiaia fatta di ciottoli arrotondati e ben cementati fra di loro; talora vi sono anche dei livelli di areniti, cioè di sabbie cementate. Sono depositi molto simili a quelli che vediamo lungo le sponde del Tagliamento attuale; sono cioè i depositi dei Fiumi Tagliamento e Fella di alcuni milioni di anni fa. In questo punto infatti si univano i depositi dei due fiumi poco prima di giungere al mare che era a poca distanza da Osoppo e formavano un'ampia piana e un delta. Poi abbassamenti del livello del mare e soprattutto l'innalzamento di quell'area per l'azione delle faglie alpine portarono i nuovi corsi d'acqua e i ghiacciai nelle varie fasi glaciali a erodere quei depositi.

Il **Colle di Osoppo**, insieme al più piccolo colle di San Rocco, è rimasto così il testimone di questa storia geologica tanto che in cima al colle c'è una traccia speciale di quei lontani eventi.



IL COLLE DI OSOPPO

Per salire al colle in auto si giunge nel centro del paese di Osoppo e presso il Municipio si seguono le indicazioni per il Forte: una comoda strada sale il versante occidentale (il meno ripido) del Colle, portando in breve al vasto ripiano sommitale (parcheggio presso la chiesa di San Pietro), sopraelevato di un centinaio di metri sulla sottostante piana alluvionale.

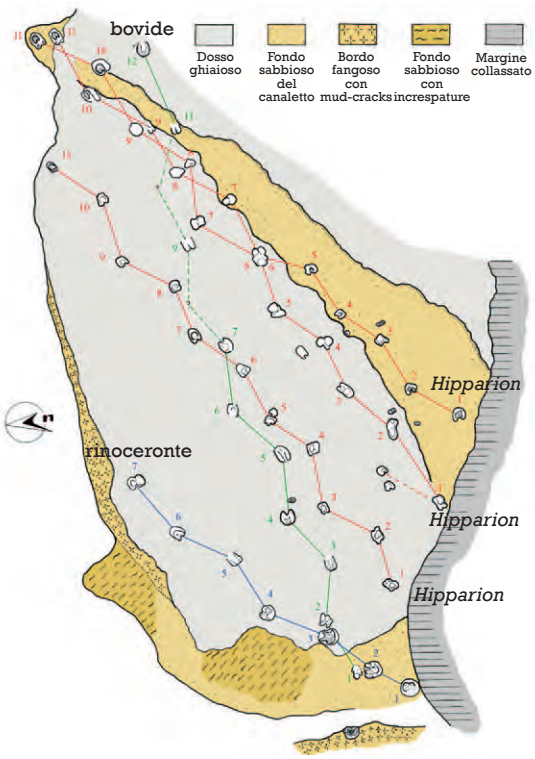


Il ripido rilievo del Colle di Osoppo si eleva all'improvviso dalla circostante piana, denominata Campo di Osoppo. I rilievi sullo sfondo e sulla sinistra dell'immagine appartengono alle Prealpi Carniche. La foto è stata ripresa da Est verso Ovest.

Si sale sul colle e, lasciati i mezzi al parcheggio, ci si dirige verso Sud sul vasto piazzale panoramico sede delle fortificazioni e delle postazioni di artiglieria. Presso la scaletta che sale alle postazioni superiori vi è una superficie rocciosa orizzontale che conserva delle impronte di animali lungo delle piste che si incrociano. Sono le piste di tre *Hipparion*, piccoli antenati dei cavalli attuali, di un bovide e di un rinoceronte che in momenti diversi passarono di lì dirigendosi verso Sud-Est circa 5 milioni di anni fa. L'ambiente potrebbe essere simile a quello del delta del Fiume Isonzo (parco dell'Isola della Cona) con cavalli che corrono sulle sabbie, bovidi e rinoceronti che brucano e passeggiano. In quei tempi erano in parte già formate le catene principali ed erano in atto deformazioni che innalzavano le colline più a Sud, quelle che si vedono dal colle.

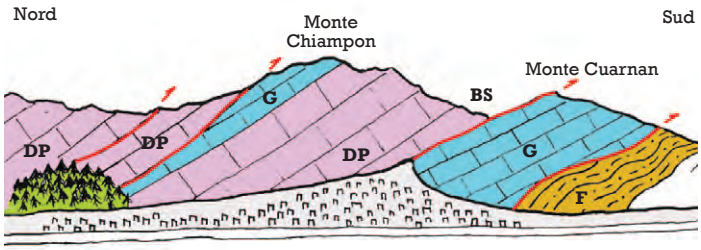
Se vogliamo godere di una panoramica eccezionale sulle montagne attorno dobbiamo salire alla vedetta napoleonica poco distante dal parcheggio; prendendo un sentiero verso Nord, in dieci minuti si giunge in vetta. Dalla vedetta si vedono a Ovest le Prealpi Carniche con il Monte Piciat, il Monte Cuar, Il Monte Prât e più a Sud il Monte di Ragogna, a Nord il Monte Brancot e il Monte San Simeone, mentre a Est le Prealpi Giulie con il Monte Plauris, il Monte Chiampon e Gemona, il Monte Cuarnan e il Monte Campeon con dietro la Bernadia. Da lassù si può osservare come ogni montagna sia praticamente una scaglia tettonica che si accavalla su quella successiva. Si intuisce come il Monte Chiampon, per esempio, si accavalli sul Monte Quarnan che a sua volta si accavalla sul Monte Campeon presso Montenars, ma la cosa particolare è che il primo a essersi formato è stato il Chiampon e poi gli altri nell'ordine descritto.

Colle di Osoppo: la superficie con le impronte dei mammiferi. In particolare si distinguono le tre piste di *Hipparion*, equide con distribuzione, in Eurasia, dal Miocene sup. al Pliocene inf.

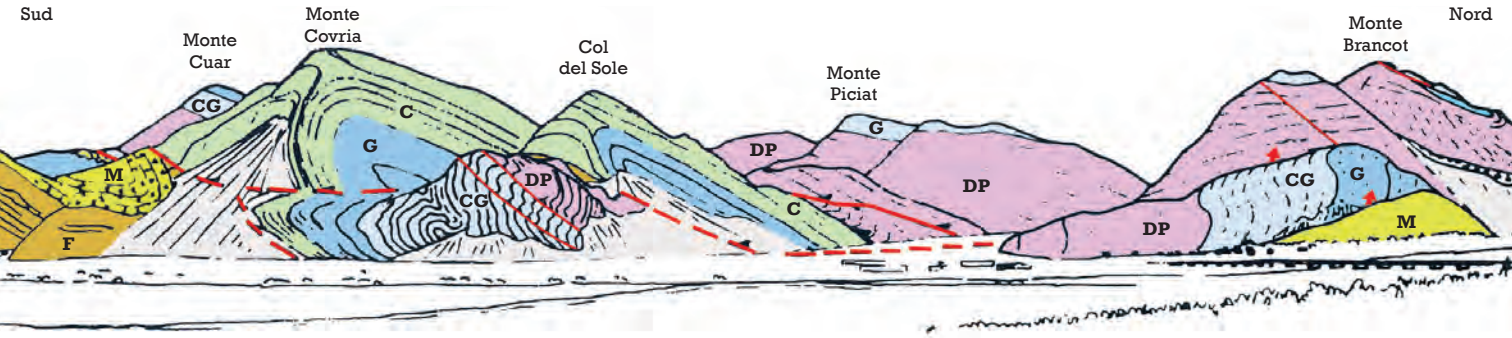


Mappa della superficie con le impronte dei mammiferi suddivise nelle relative piste; per ognuna viene indicato il possibile "autore". Formatesi su un sottile strato sabbioso-limoso, si sono approfondite nelle ghiaie sottostanti.

Schema geologico delle Prealpi Giulie viste dal Colle di Osoppo: la Linea Barcis-Staro Selo (BS) porta la Dolomia Principale (DP), sormonatata dai calcari giurassici (G), a sovrascorrere sul flysch terziario (F).



Schema geologico delle Prealpi Carniche viste dal Colle di Osoppo: M - brecce dell'Oligocene; F - flysch terziario, C - calcari del Cretaceo, G - calcari del Giurassico, CG - calcari del Giurassico inferiore, DP - Dolomia Principale del Triassico superiore)



Se guardiamo a Sud, verso la pianura, osserviamo l'arco delle morene lasciate dal grande ghiacciaio alla fine dell'ultimo massimo glaciale, però qua e là vi sono anche delle colline come quelle di Buia e quelle di Susans o ancora più in là più piccole che invece sono dei neonati nel campo delle montagne in formazione... Se volgiamo lo sguardo verso Ovest osserviamo le Prealpi Carniche che seguono lo stesso schema.

Se vogliamo vedere da vicino cosa succede nelle Prealpi Giulie in corrispondenza di quelle faglie che accavallano montagne potremmo fare una escursione partendo da Tarcento. Presso Ciseriis (Bocca di Crosis) un sentiero scende in dieci minuti all'alveo del Torrente Torre.

In corrispondenza di una suggestiva cascata si possono ammirare strati di conglomerati, arenarie e marne che nell'insieme chiamiamo Flysch, verticalizzati poiché siamo in presenza della grande piega e del sovrascorrimento del Monte Bernadia (**Strati verticali di Bocca di**

STRATI VERTICALI DI BOCCA DI CROSIS

L'area è raggiungibile con una breve deviazione a piedi verso l'alveo del Torre (fare attenzione: il percorso è molto scivoloso) a partire da uno spiazzo di parcheggio, posto circa 2,5 km a Nord di Tarcento lungo la S.S. 646 in sinistra idrografica. Il geosito è raggiungibile anche prendendo il sentiero dei *Roncs dal soreli* da Tarcento, in destra idrografica del Torrente Torre.

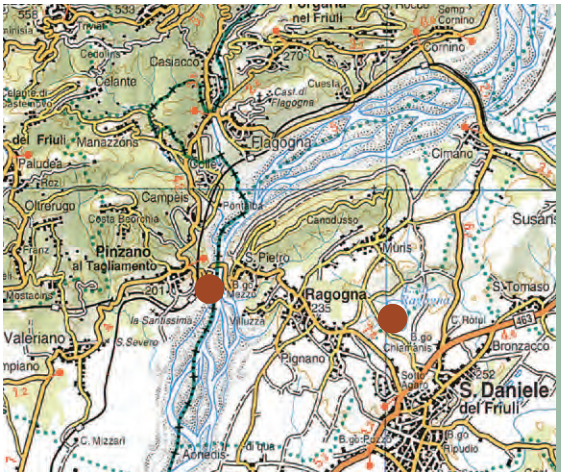
Alternanze di conglomerati, arenarie e marne in strati verticalizzati del Flysch di Grivò nel letto del Torrente Torre in località Bocca di Crosis.

Crosis). In periodi di magra si può attraversare il torrente e inoltrarsi brevemente nella forra a sinistra dove si vede il passaggio ai calcari sottostanti al Flysch. Ripresa la strada della Val Torre si risale la gola incisa nei calcari e si sale a destra per Villanova delle Grotte dove si possono visitare, con guida, le Grotte Nuove: all'interno sono ben visibili anche pieghe e faglie (*vedi anche il geosito: Grotta Nuova di Villanova*). Dal piazzale panoramico ampia e stupenda veduta sull'immane muraglia del Gran Monte-Cuel di Lanis-Chiampon alla base della quale corre il grande sovrascorrimento Barcis-Staro Selo. Se vogliamo toccare con mano ciò che avviene in profondità ci portiamo a Monteaperta presso la chiesetta della Santissima Trinità e, fatto un breve tratto a piedi dietro la chiesa, andiamo a vedere le rocce dolomitiche completamente fratturate e, come si dice, "cataclasate" presso il sovrascorrimento in un paesaggio irreale (**Cataclasiti presso le sorgenti della Santissima Trinità**); siamo di fronte al risultato dello

CATACLASITI PRESSO LE SORGENTI DELLA SANTISSIMA TRINITÀ

Il geosito è facilmente accessibile a piedi: è posto a breve distanza dalla chiesa della S.S. Trinità (659 m s.l.m.), a occidentale dell'abitato di Monteaperta. Percorse poche centinaia di metri pianeggianti e una breve rampa, il sentiero esce dal bosco e giunge nella conca pressoché spoglia da vegetazione, di un ramo di sinistra del Rio Tasaràvanza.

La fascia di frammenti dolomitici, di minute dimensioni, della cataclasite, sovrastata da banconi di dolomie intensamente fratturate e pericolosamente aggettanti.



LA STRETTA DI PINZANO E LAGO DI RAGOGNA

La stretta è facilmente accessibile dal ponte di Pinzano ed è ben osservabile dal greto del Tagliamento, sia da Sud che da Nord, rispettivamente dalle località La Tabina (Ragogna) e Pontaiba. Non è possibile attraversarla a piedi perché le acque occupano gran parte dell'intera sezione della Stretta, larga poco più di 100 m. Il lago di Ragogna è posto fra Ragogna e San Daniele del Friuli.

Incisione del Torrente Pontaiba presso Manazzons: la piccola forra è scavata nelle bancate del Conglomerato del Montello di età miocenica.

scorrimento avvenuto fino a pochi milioni di anni fa per parecchi chilometri di una massa enorme di rocce.

Se indirizziamo invece la nostra ricerca alle Prealpi Carniche, e in particolare ai primi rilievi incisi dai Torrenti Arzino e Cosa, possiamo dirigerci verso Pinzano passando vicino al **Lago di Ragogna** (l'unico laghetto intermorenico dell'anfiteatro tilaventino conservatosi in condizioni di discreta naturalità), lasciamo sulla destra il Monte di Ragogna (al quale, volendo fare una deviazione, si può salire per delle belle panoramiche sulla Valle del Tagliamento) e giungiamo al ponte di Pinzano dal quale vediamo la valle del Fiume Tagliamento nel punto in cui si stringe fra due pareti di conglomerati (**Stretta di Pinzano e conglomerati miocenici**).

Il fiume qui erode rocce piuttosto giovani, circa 7 milioni di anni, che allora costituivano l'alveo ciottoloso e sabbioso dei primi fiumi (lo stesso Tagliamento che scorreva un po' più a Est c'era già!) e che ora ritroviamo sollevati e piegati fino quasi alla verticale. Si notano infatti dei grossi banchi di conglomerati (ghiaie cementate) che fanno parte sia del Monte di Ragogna che della spalla al di là del ponte verso Ovest. Mano a mano che cominciavano a piegarsi l'allora torrente Arzino li erodeva e si approfondiva l'alveo, poi, alcuni milioni di anni dopo il Fiume Tagliamento cambiò direzione e si riversò entro questa forra già formata. Esiste persino una vecchia leggenda che descrive in maniera allegorica questi eventi, quella del drago che si sarebbe aperto la strada lungo l'Arzino....

Passato il ponte sospeso sul Tagliamento con una unica campata e giunti a Pinzano si gira a destra in direzione di Anduins risalendo la Valle del Torrente Arzino. In vari punti si possono osservare affioramenti di rocce coperte da una fitta vegetazione. Hanno la stessa natura di quelle

L'alveo a canali intrecciati del Fiume Tagliamento a Nord dell'Anfiteatro Morenico e, sullo sfondo, i rilievi del Prealpi Giulie.

viste al ponte di Ragogna, anzi presso il bivio per Manazzons sono praticamente le stesse (*vedi anche il geosito: Conglomerati miocenici del Torrente Pontaiba*).

Ciò è possibile perché tutti questi vecchi depositi ghiaiosi di delta fluviale e di limi e sabbie lagunari e di spiaggia, che contengono anche esemplari di ostriche giganti (*vedi anche il geosito: Successione deltizio-lacustre miocenica presso Oltrerugo*) e che oggi sono cementati in rocce come conglomerati e areniti, sono stati deformati in enormi pieghe a forma di anticlinali e di sinclinali a costituire una sorta di "serpentone" per cui, risalendo la valle, possiamo ritrovare più volte lo stesso strato. Vicino a Manazzons il Torrente Pontaiba compie dei salti e si tuffa in belle vasche perché sta ancora erodendo quegli strati verticali. Generalmente quando abbiamo valli strette o addirittura strettissime, quindi forre, vuol dire che quella zona si è sollevata di recente o è ancora in sollevamento e l'acqua sta incidendo ma non ha ancora modellato i fianchi della valle allargandola, siamo quindi in presenza di montagne, o meglio colline, giovani.

Ritornati sulla strada dell'Arzino lasciamo sulla sinistra Anduins (nota agli inizi del Novecento come località termale, in quanto lungo faglie profonde risalgono acque sulfuree curative) e ci inoltriamo nella forra dell'Arzino nel punto in cui calcari del Giurassico montano sulle rocce più recenti viste a valle.

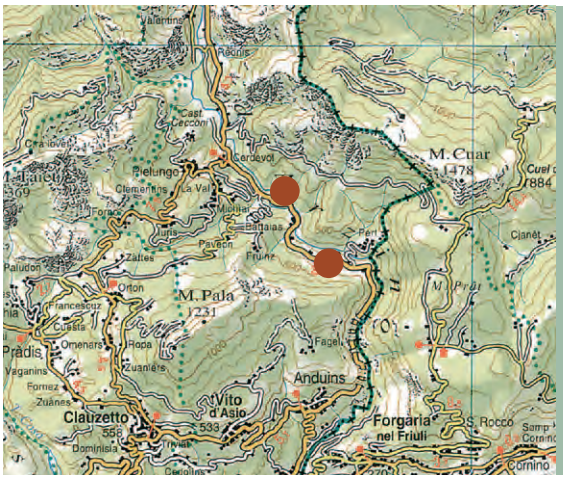
Per capire le dimensioni del fenomeno di sovrapposizione di rocce più antiche su rocce recenti proseguiamo un paio di chilometri e scendiamo a destra per una stradina fino all'alveo dell'Arzino presso Pert.

Qui (**Finestra tettonica di Pert**) sul fondo della valle si osservano delle rocce marroni o rossicce tutte piegate e fratturate contornate e sovrastate da rocce bianche. Bene, esse sono molto più giovani (40-60 milioni di anni) di quelle bianche (circa 115 i calcari cretacei e 210 milioni di

Alveo del Torrente Arzino: da sinistra a destra si riconoscono i calcari cretacei, la Scaglia Rossa e il Flysch deformato dalle spinte tettoniche che rappresentano il nucleo della "finestra tettonica".

anni le dolomie triassiche). In pratica il torrente erodendo ha aperto una vera e propria finestra su quello che c'è nascosto sotto la montagna e cioè mette in luce il grande piano di faglia (il sovrascorrimento) che, in un periodo compreso fra 40 e 10 milioni di anni fa, ha traslato per alcuni chilometri le rocce più antiche sopra a quelle più giovani.

Riprendendo la strada che risale la Valle dell'Arzino passiamo presso un altro sito suggestivo nella forra del Torrente Arzino ove in condizioni spettacolari è possibile osservare il passaggio fra i Calcari cretacei e la Scaglia Rossa (**Olistoliti di Ringans**). Con il termine di "olistolite" si indica un blocco roccioso, per lo più di grandi dimensioni, proveniente da un'area esterna al bacino, inglobato nel sedimento di mare profondo.



FINESTRA TETTONICA DI PERT E OLISTOLITI DI RINGANS

Il geosito di Pert è attraversato dalla strada provinciale della Val d'Arzino che da Pinzano conduce a Sella Chianzutan. È visibile in particolar modo lungo l'alveo del Torrente Arzino presso il ponte della stradina che conduce a Pert. Il geosito di Ringans è posto poco più a Nord, all'altezza della confluenza nell'Arzino del Torrente la Foce.

Nell'alveo del Torrente Arzino affiorano i calcari cretacei: al tetto della formazione sono presenti le brecce e gli "olistoliti" di passaggio con la Scaglia Rossa.

Forme di erosione nei calcari cretacei della Forra del Cosa presso Pradis. Nella forra sono presenti alcuni ampi ripari sotto roccia (Grotte Verdi di Pradis), utilizzate anche dall'uomo preistorico.

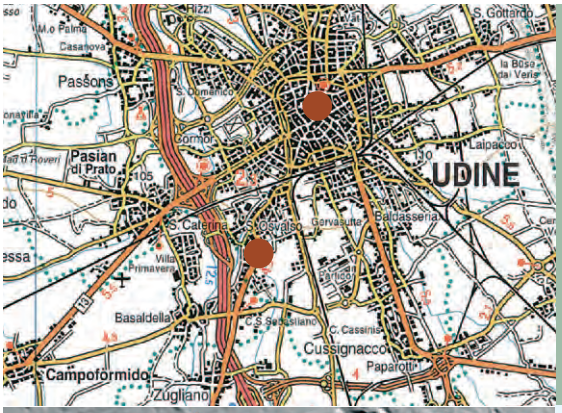
Poco dopo si può deviare verso Pielungo e proseguire in direzione di Pradis, in un bel paesaggio di boschi e piccoli villaggi. Si passa presso vari affioramenti di rocce bianchissime completamente fratturate (cataclasate) presso Case Forno e Tascans (*vedi anche il geosito: Linea Barcis-Staro Selo: Monti Dagn e Cecon*), ci troviamo nuovamente in corrispondenza del più importante sovrascorrimento della regione, la Linea Barcis-Staro Selo, la stessa vista a Monteaperta e che abbiamo descritto in altre occasioni. A causa dello scorrimento avvenuto per chilometri di rocce dolomitiche triassiche su rocce più recenti, le rocce si sono cataclasate, cioè fratturate fino a essere macinate.

L'escursione si può concludere a Pradis con la visita interessantissima alla Forra del Torrente Cosa e alle Grotte di Pradis (*vedi anche "Il lungo viaggio dell'acqua" e il geosito: Forra del Torrente Cosa e Grotte di Pradis*), dove ci si rende conto dell'azione erosiva dell'acqua in una zona dove all'azione del carsismo si somma quella legata al rapido sollevamento tettonico.

Le montagne... in pianura

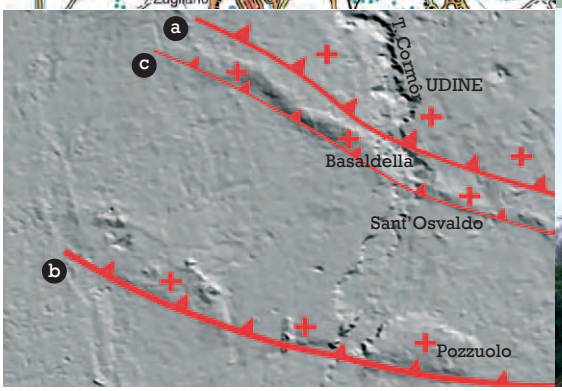
Per chiudere il discorso sulle montagne in formazione potremmo fare un giro al Monte di Ragogna già descritto e al Colle di Susans che è a esso collegato, ma anche nella pianura friulana alla ricerca di piccoli colli che si elevano di poche decine di metri.

Per esempio il **Colle del Castello di Udine**, anch'esso costituito da conglomerati ben visibili risalendo i vialetti dal lato di Piazza I Maggio o, in parte, nel parco di Villa Ricasoli, è un testimone del sollevamento, a opera della Faglia di Udine, avvenuto prima delle glaciazioni, di una



COLLE DI UDINE E ANTICLINALE DI SANT'OSVALDO

Il Colle di Udine, su cui sorge il Castello, è nel centro della città ed è ben osservabile da Piazza I Maggio. L'anticlinale di Sant'Osvaldo è percepibile lungo la statale 353 a Sud di Udine, all'altezza dell'ex ospedale psichiatrico.



a sinistra - La ricostruzione evidenzia i dossi (+) presenti nell'Alta Pianura Friulana (alti da +4 m a +12 m): si tratta delle manifestazioni superficiali di sollevamenti prodotti da faglie attive, in tempi successivi (a-c), nell'ultimo milione di anni.

a destra - Il Colle di Udine si eleva dalla circostante pianura e testimonia un'evoluzione regolata da sollevamenti ed erosioni.

vasta zona che in seguito venne erosa dai fiumi; il sollevamento riprese in tempi "recenti" (circa 20.000 anni fa) sollevando un poco la zona di Sant'Osvaldo (**Anticlinale di Sant'Osvaldo**), Pasian di Prato e Bonavilla dove infatti si nota un lieve inarcamento del terreno. I geofisici, là sotto, hanno individuato la faglia responsabile di questi sollevamenti.

Un'altra zona con alcuni colli allineati nella pianura si trova appena più a Sud con i rilievi di Sammardenchia, Pozzuolo, Orgnano e Variano (*vedi anche il geosito: Terrazzo di Pozzuolo del Friuli*). Anche questi modesti rilievi sono il risultato del sollevamento avvenuto circa 50.000 anni or sono di tutto quel settore e della successiva erosione da parte del Torrente Cormôr che cambiava il proprio corso continuamente. Un fatto interessante è che quasi tutti questi piccoli rilievi vennero scelti dai preistorici per costruire villaggi fortificati facilmente difendibili.

* Sono tutti questi i segni di un'area, quella dell'Alta Pianura Friulana, che da qualche decina di migliaia di anni si sta muovendo e lentamente sollevando, a volte con un sussulto a volte dormendo, come fanno i bambini nelle loro prime fasi di crescita.

Sulle tracce dei dinosauri: le Dolomiti Friulane

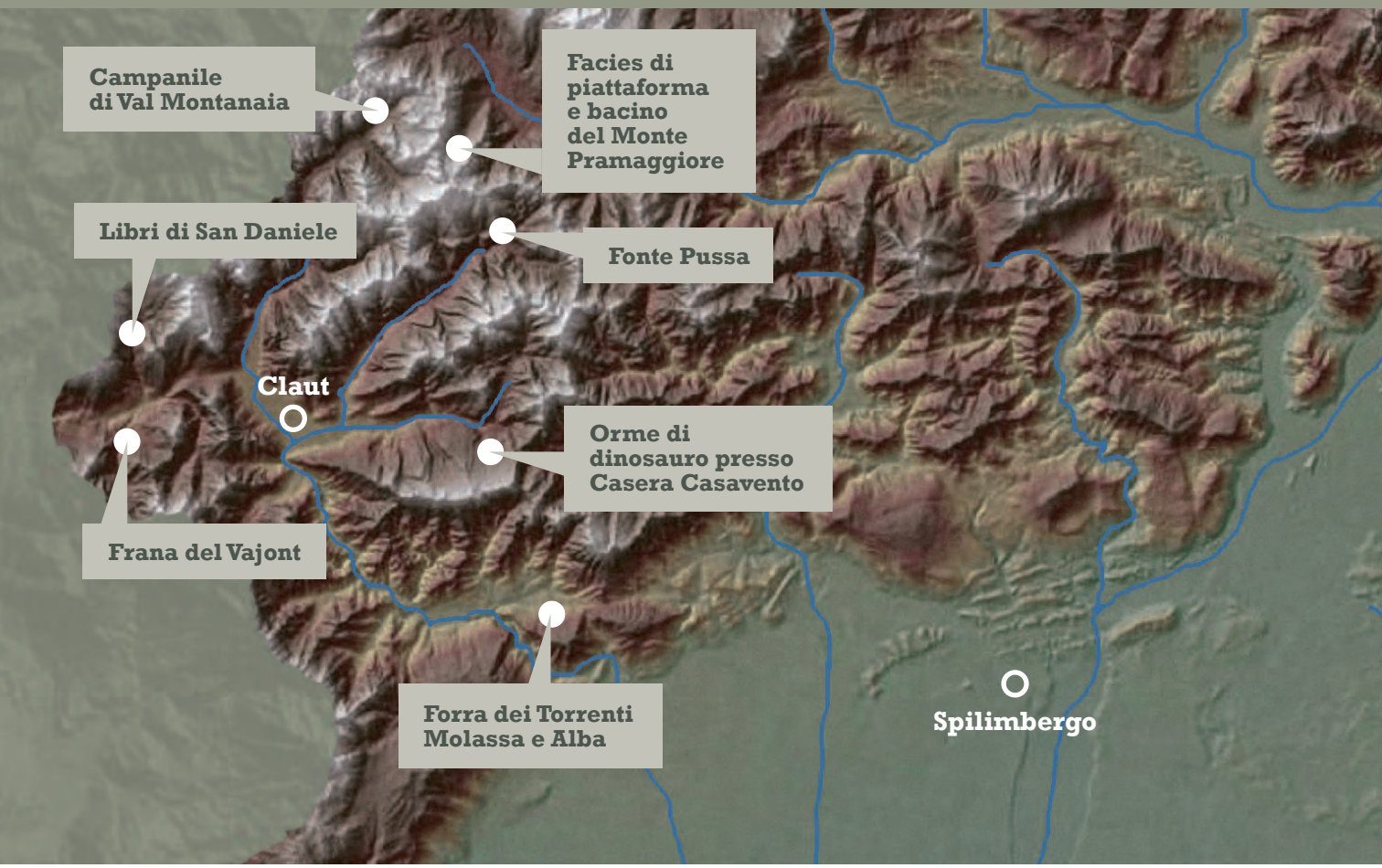
Il Campanile di Val Montanaia, simbolo del Parco delle Dolomiti Friulane.

L'insieme dei rilievi che si trovano nelle Prealpi Carniche occidentali, al confine con il Veneto e che vengono chiamate anche Dolomiti di sinistra Piave, costituiscono un'area molto suggestiva e particolarmente interessante perché hanno le caratteristiche delle più note Dolomiti ma, rispetto a queste, hanno conservato un aspetto naturale più integro, selvaggio, dove l'intervento umano è quasi inesistente. Per queste ragioni sono uno dei siti inseriti, nell'insieme delle Dolomiti, all'interno della lista UNESCO come patrimonio dell'umanità.

Chi osserva le montagne che costituiscono le Dolomiti Friulane, sia dalla valle del Fiume Piave, sia addentrandosi nella Valle Cimoliana da Sud, ma anche da Nord, presso Forni di Sopra, nota una fitta serie di vette appuntite a formare delle creste che orlano grandi pareti di roccia chiara ben stratificata facenti parte dei gruppi montuosi del Monte Duranno, del Monte Pramaggiore, del Monte Cridola e dei Monfalconi; un testimone, forse il più noto, di queste morfologie è il Campanile di Val Montanaia. Queste montagne sono in gran parte costituite da strati dolomitici bianchi e grigi ben visibili da lontano: sono l'espressione di "cicli sedimentari" che si ripetono per centinaia e centinaia di metri di spessore. Si formarono più di 200 milioni di anni fa come fanghi e detriti di gusci e alghe in un ambiente marino di piattaforma carbonatica peritidale, cioè

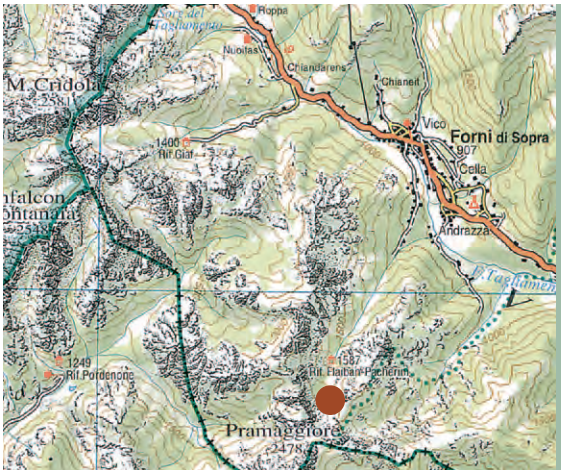
Maurizio Ponton
Giuseppe Muscio

itinerario 6



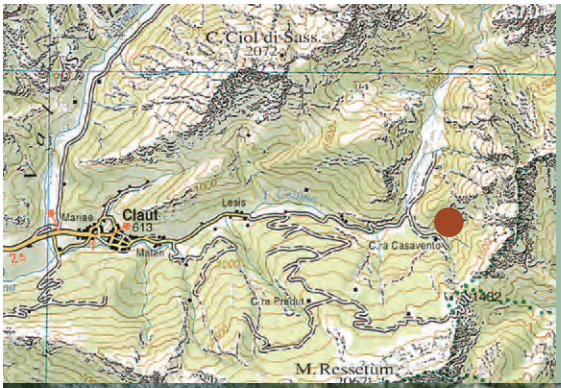
di mare basso e caldo regolato dalle maree, nel quale però emergevano temporaneamente delle basse e piatte isole fangose. Le rocce dolomitiche che si sono poi formate a costituire quei monti si chiamano Dolomia Principale. Quando si alzarono le Alpi quelle rocce, spinte in alto, emersero e in questi movimenti, essendo molto rigide, si fratturarono. L'acqua e il ghiaccio hanno lavorato e continuano a farlo modellandole specialmente lungo le innumerevoli fratture e faglie, isolando così miriadi di torri e campanili e creando lo spettacolo che oggi ammiriamo.

Ricordiamo invece che tutti i monti che seguono queste vette più a oriente, verso Forni di Sotto: sono più bassi, con forme meno ardite e molto boscosi: sono costituiti dalle dolomie scure della Dolomia di Forni. Sono scure perché bituminose, cioè ricche di sostanza organica fossile, quella che poi dà origine al petrolio. Presso il Monte Pramaggiore vi è il passaggio fra quelle dolomie chiare e quelle scure cioè, nel passato, fra la piattaforma e il bacino profondo (**Facies di piattaforma e bacino del Monte Pramaggiore**, *vedi anche "Un viaggio del Triassico"*). In quel bacino non ossigenato finivano per depositarsi i resti dei pesci o dei crostacei ma anche resti di piante continentali e perfino di rettili terrestri che vivevano evidentemente non lontano da lì, su qualche isola o promontorio immerso nella vasta laguna della Dolomia Principale (*vedi*



FACIES DI PIATTAFORMA E BACINO DEL MONTE PRAMAGGIORE

Il geosito è visibile dal Passo di Suola (1994 m) nel versante NE del Monte Pramaggiore (Forni di Sopra, Udine). A circa una ora di cammino dal passo si trova il Rifugio Flaiban-Pacherini (1587 m), che si raggiunge con circa due ore di sentiero da Forni di Sopra. Superato il rifugio si trovano numerosi punti di osservazione.



ORME DI DINOSAURO PRESSO CASERA CASAVENTO

Il geosito si raggiunge agevolmente a piedi in quanto posto a qualche centinaio di metri dalla Casera Casavento; da Claut ci si porta in automobile, risalendo il Torrente Cellina, fino a Lesis e poi si prosegue a piedi per circa 5 km (la pista forestale è a transtito regolamentato).

Il masso di Casera Casavento con le due orme di un grande dinosauro teropode. L'impronta al centro del masso è lunga 35 cm e il possibile "autore" è riproposto nella ricostruzione (disegno di Lukas Panzarin).

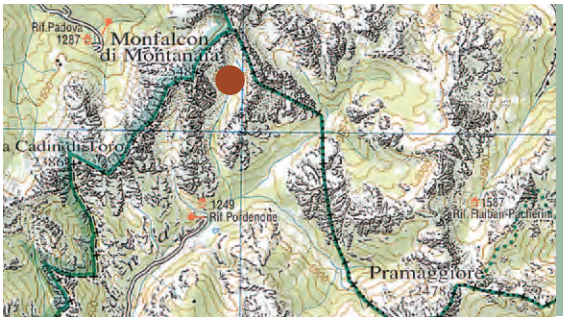
anche "Un viaggio nel Triassico" e il geosito: Pesci e rettili triassici della Valle di Preone) e che oggi possiamo ritrovare allo stato fossile.

La Dolomia Principale, di età Triassico superiore (Carnico sup.-Retico, circa 225-200 milioni di anni fa), è molto diffusa in tutta l'Italia settentrionale. L'ambiente di deposizione era simile a quello delle attuali isole Bahamas o di alcune aree del Golfo Persico. Diffusa in tutta l'area Dolomitica, è caratterizzata dal conservare, nei suoi livelli rocciosi, numerose impronte fossili di vertebrati, soprattutto dinosauri. Questi animali si spostavano nelle zone meno profonde o in quelle emerse di piatte isole o penisole, anzi la presenza di significative aree emerse era fondamentale per la loro sopravvivenza.

Le Dolomiti di Forni e, sullo sfondo, le tre Cime di Lavaredo: si notano le pareti verticali e le aspre forme che caratterizzano le rocce dolomitiche affioranti.

In Italia le orme di dinosauro sono relativamente rare e sono state segnalate per la prima volta nel 1985 nel bellunese; da allora i ritrovamenti si sono susseguiti soprattutto in area dolomitica ma anche in Puglia e altre regioni italiane. In Friuli due orme consecutive di una stessa pista sono perfettamente conservate sulla superficie di un grande masso di dolomia grigio chiaro alla base di un'alta cascata presso Casera Cjasevent (Claut): sono la testimonianza di una passeggiata di oltre 200 milioni di anni fa. Un'impronta è intera, tridattile e lunga 35 cm (**Orme di dinosauro presso Casera Casavento**).

L'importanza di piste e impronte sta nel fatto che non solo ci indicano la presenza degli organismi che le hanno lasciate, ma ci dicono molto sulle loro caratteristiche e sui modi di vita: questa



CAMPANILE DI VAL MONTANAIA

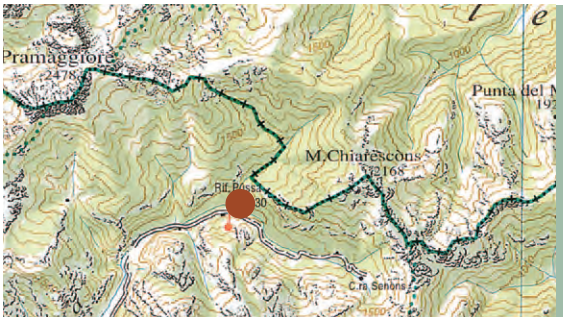
Si raggiunge il Campanile percorrendo il sentiero CAI 353 a partire dal Rifugio Pordenone nella Val Cimoliana. L'avvicinamento è piuttosto faticoso perché si snoda lungo un ripido ghiaione con 900 m di dislivello.

pista è stata attribuita a un dinosauro teropode la cui altezza all'anca è stimata in 170-180 cm e che, quando ha impresso le orme, stava camminando a una velocità moderata di circa 5 km/ora. È un ritrovamento di grande interesse anche perché le orme di dinosauri teropodi triassici di grandi dimensioni sono rare a livello mondiale. Nelle Dolomiti Friulane sono stati successivamente rinvenuti numerosi massi con impronte di tetrapodi in almeno nove differenti località fra Claut, Cimolais e Andreis. La maggior parte degli autori delle orme tridattili delle Dolomiti Friulane aveva una lunghezza totale stimata tra 2 e 4 m, all'incirca quella del teropode *Coelophysis*, ma i più grandi superavano i 5 m di lunghezza. Due piste, individuate nel rio Susaibes e nel Ciol della Fratta, non sono riferibili a dinosauri bipedi ma ad altri rettili quadrupedi.

Oltre alle escursioni segnalate alla ricerca delle orme di dinosauri, ricordiamo anche un'escursione da Cimolais entro la Val Cimoliana fino al Rifugio Pordenone e di qui ad ammirare il **Campanile di Val Montanaia**. Raccomandata è anche un'escursione da Claut lungo la Val Settimana fino al Rifugio Pussa e alle vicine sorgenti solforose di **Fonte Pussa** che emanano un forte odore di uova marce da cui il nome. Le acque assumono questa caratteristica attraversando i livelli di gessi del Triassico presenti in profondità.

Luogo particolarmente incantevole con vaste radure erbose contornate da creste dolomitiche è la conca di Camporosso, presso Casera Valmenone, raggiungibile con una lunga risalita da Forni di Sopra.

Nella parte a Sud del Parco invece presso Erto, nella conca del Torrente Vajont è doverosa una escursione alla zona della diga e della frana del Monte Toc. È questa la frana forse più studiata al mondo, nota come **Frana del Vajont**. In questa zona del Parco ci sono rocce diverse da quelle dolomitiche, sono calcari e marne molto stratificati del Giurassico e Cretaceo, quindi più recenti della Dolomia Principale, che giacciono lungo pendii ripidi e sono spesso molto piegati. La frana avvenne il 9 ottobre 1963, al completamento dell'opera di costruzione della altissima diga (la più alta del mondo) e nelle fasi di riempimento del lago. L'intero versante del Monte Toc si staccò lungo un piano inclinato scivolando in massa dentro il lago; tutta l'acqua venne spostata

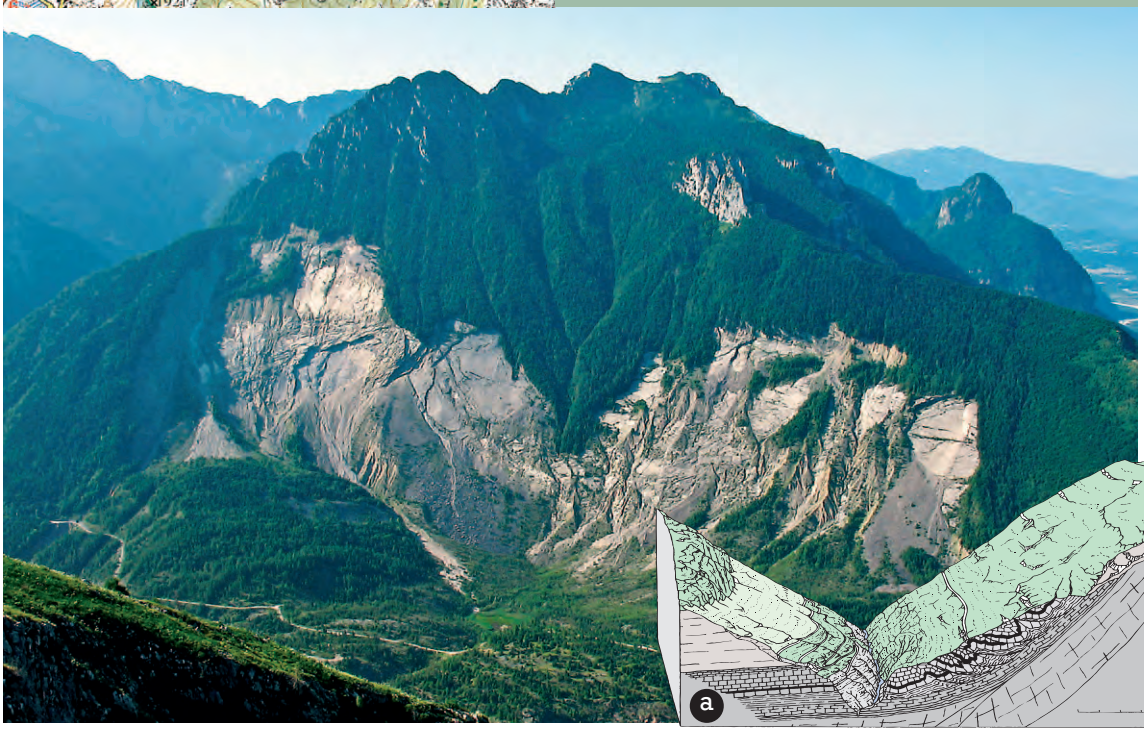


FONTE PUSSA

Il geosito è facilmente raggiungibile, in quanto posto nelle immediate vicinanze del parcheggio del Rifugio Pussa, alla fine della strada a fondo naturale della Val Settimana (strada ad accesso limitato).

FRANA DEL VAJONT

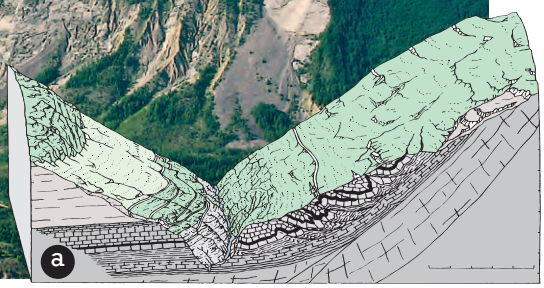
La nicchia di distacco e il corpo di frana sono chiaramente visibili dalla strada statale Longarone-Cimolais. È possibile percorrere il coronamento della diga ed ammirare dalla sua sommità un emozionante e struggente paesaggio.

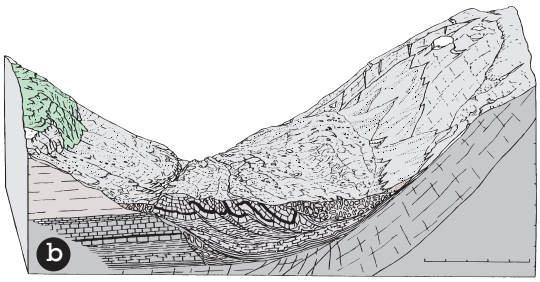


Il Monte Toc mostra ancora evidenti le cicatrici della grande frana che ha causato il disastro del Vajont.

creando un'enorme ondata che saltò la diga piombando a valle. Morirono duemila persone e venne spazzata via ogni opera umana per chilometri. Oggi, salendo con una strada sopra al corpo di frana, ci si rende conto delle dimensioni del fenomeno: al posto del lago vi è una montagna con prati e boschi e di fronte, sulle pendici del Monte Toc si può osservare tutta la superficie di distacco della frana.

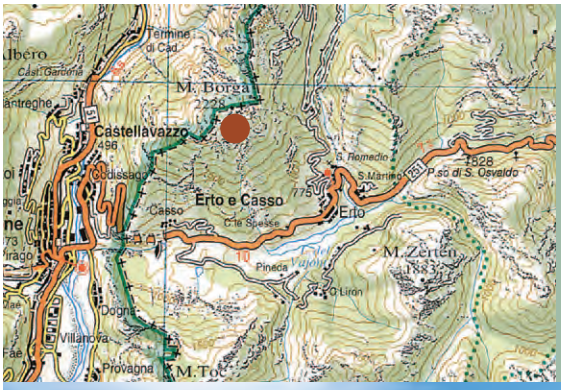
Dallo stesso punto di osservazione ma dalla parte opposta si vede il paesino di Casso, che si salvò dall'ondata che distrusse solo la scuola appena sotto l'abitato; sopra di esso il Monte Salta e il Monte Borgà che costituiscono un'enorme piega rovesciata dei calcari





La situazione geologico-geomorfologica della valle del Vajont rispettivamente (a) prima del catastrofico evento franoso e (b) successivamente al franamento.

In questo ideale spaccato, orientato N-S, il versante meridionale oltre a presentare una stratificazione a franapoggio immergente verso il lago, mostra evidenti gli effetti di un antico scompaginamento che ne ha caoticizzato i livelli più superficiali per uno spessore di 200 m. Questi precedenti cedimenti (databili a parecchie centinaia di migliaia di anni fa) ebbero come base comune di scivolamento un livello marnoso, riattivatosi durante l'evento del 9 ottobre 1963.



LIBRI DI SAN DANIELE

La difficoltà nel raggiungere il geosito è dovuta al dislivello (oltre 1400 metri da Casso) e alla lunghezza del percorso lungo il sentiero CAI 381. A quota 1610 m s.l.m. lo si lascia a destra per salire alla cresta tra il Monte Piave ed il Monte Sterpezza.

I "Libri di San Daniele" si presentano come grandi "pagine" di roccia accatastate le une sulle altre, costituite da calcari nodulari rossastri.

giurassici. Presso la cresta, più precisamente attorno alla cima chiamata Monte Piave affiorano i calcari della formazione giurassica del Rosso Ammonitico Veronese che, modellati dall'acqua, hanno creato un sito molto suggestivo tutto a lastre rocciose rosse e torrioni stratificati chiamati nella tradizione popolare "**Libri di San Daniele**" proprio per la somiglianza a enormi libri pietrificati. Il sito è raggiungibile con un sentiero molto impegnativo per il dislivello (*vedi anche il geosito: Pieghe metriche nella "serie condensata" in Val Zemola*).

La visita si completa presso la diga che si erge, con i suoi 264 metri, sopra la profonda forra del Torrente Vajont.

Dei tratti in forra particolarmente belli e caratteristici oltre che facilmente accessibili per l'osservazione sono quelli del Torrente Cellina (*vedi anche "Il viaggio nascosto dell'acqua"*) e dei suoi affluenti Torrenti Molassa e Alba (**Forra dei Torrenti Molassa e Alba**) nella zona compresa fra il Lago di Barcis e Montereale Valcellina, appena a Sud-Est del Parco delle Dolomiti Friulane. L'acqua incide nei compatti calcari di piattaforma carbonatica del Giurassico e Cretaceo formando profondi meandri e marmitte.

FORRA DEI TORRENTI MOLASSA E ALBA

Una strada asfaltata sovrasta la Forra dell'Alba; l'accesso in automobile è consentito fino alla confluenza con il Torrente Molassa. La prosecuzione, a piedi o in bicicletta, è regolamentata e subordinata alla verifica della sicurezza lungo le ripide pareti rocciose sovrastanti la strada.

La forra del Torrente Molassa (fra Barcis e Andreis).

* Seguendo le tracce dei dinosauri incontriamo luoghi incantevoli e selvaggi, ma anche quello che è il simbolo dei disastri causati dallo scarso rispetto dell'uomo per la natura.

Il viaggio nascosto dell'acqua

La pianura pordenonese vista dal Cansiglio.

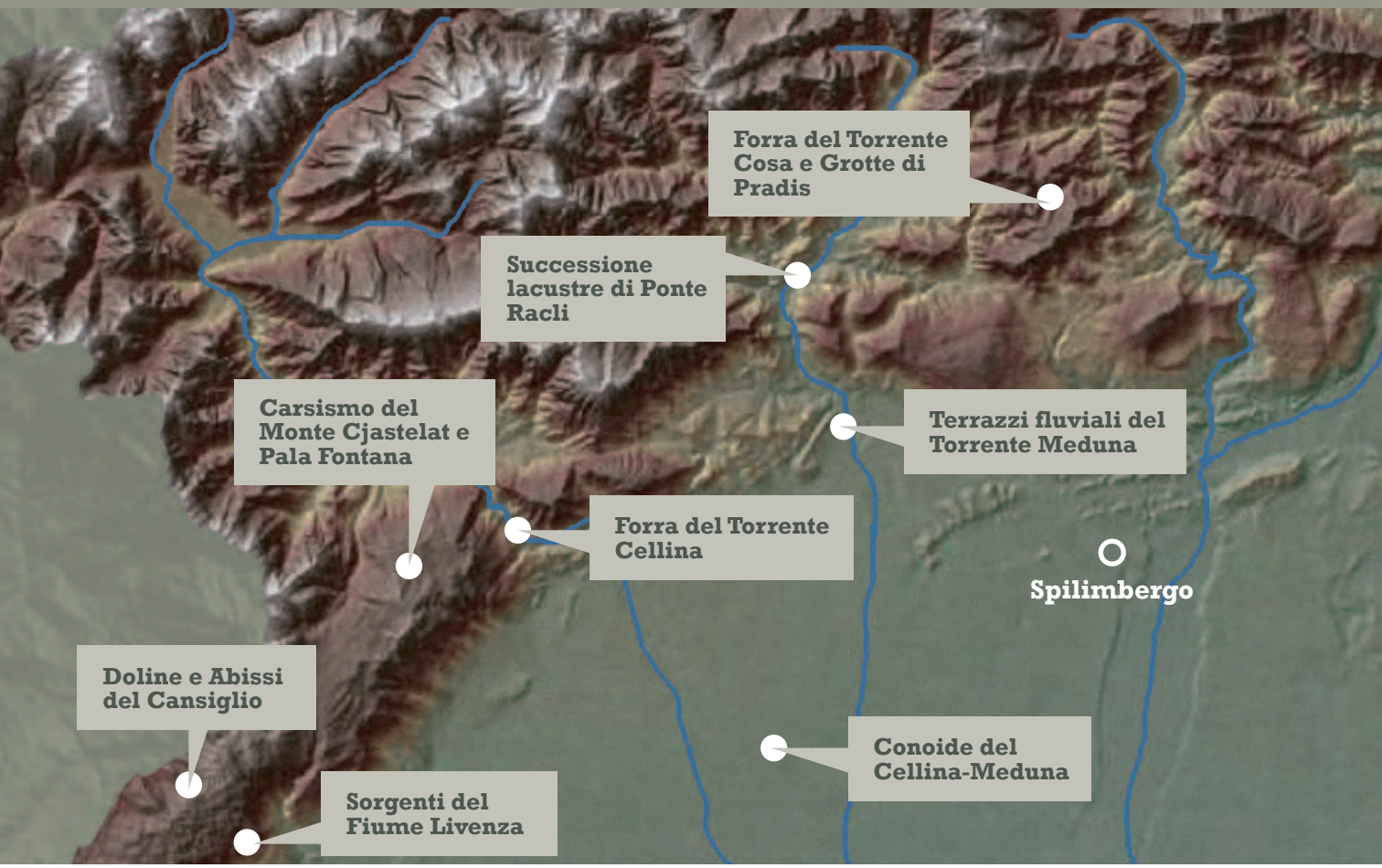
Il ciclo dell'acqua è il motore dell'evoluzione geomorfologica della superficie terrestre: l'acqua che, evaporata dai mari, condensa sui rilievi, scorre in superficie o si infiltra nel sottosuolo, ruscella o percola cercando nuovamente la via del mare. Nel fare questo altera, erode, corrode, modifica aspetto e forme del terreno e delle rocce.

Molti di questi processi si possono apprezzare facilmente nel settore delle Prealpi pordenonesi, ove, facilitata dal carsismo, l'infiltrazione risulta particolarmente efficace e, favoriti da elevate precipitazioni, sono attivi intensi processi erosivi che producono in grande abbondanza depositi alluvionali.

Tanto a grande quanto a piccola scala, le forme di infiltrazione carsica sono evidenti nell'Altopiano del Consiglio-Cavallo, la vasta area calcarea che si estende nel settore occidentale della nostra Regione. Il Pian del Cansiglio è un esteso bacino endoreico (non ha quindi un emissario evidente) in cui le acque si raccolgono verso le depressioni centrali, si infiltrano per ricomparire, dopo avventure speleologiche a noi in gran parte ignote, da sorgenti al piede a Est e a Ovest dell'Altopiano. Il lato orientale del Cansiglio, quello che amministrativamente appartiene al Friu-

Franco Cucchi
Furio Finocchiaro

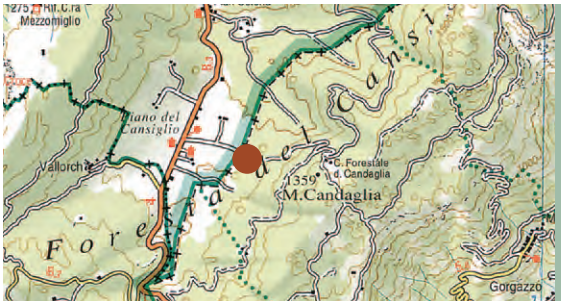
itinerario 7



li Venezia Giulia, è ricco in fenomeni carsici ipogei ed epigei (**Doline e Abissi del Cansiglio**) perché vi affiorano calcari molto puri e ben carsificabili. La cavità più famosa è il Bus de la Lum, nota sia per le polemiche speleologiche sulla sua reale profondità, sia per i tristi avvenimenti collegati alla Seconda Guerra Mondiale.

Sul lato settentrionale, in Veneto, affiorano calcari marnosi e le morfologie carsiche sono più ridotte, mancano le doline e sono numerose le tracce di ruscellamento superficiale. Per poche centinaia di metri si apre in Veneto il Bus della Genziana cavità profonda oltre 250 metri cui si accede attraverso una botola al bordo della Strada Provinciale 422. Questa, che è una delle pochissime "riserve naturali speleologiche" in Italia, è anche un laboratorio geofisico sotterraneo. L'ingresso si apre in calcari marnosi, sostituiti a pochi metri di profondità dai calcari cretacei di scogliera. Nelle gallerie più profonde scorrono torrenti sotterranei che, probabilmente, alimentano il lago di Santa Croce.

Anche sul Piancavallo le evidenze della dissoluzione carsica sono sparse ovunque: polje, doline, cavità, campi solcati, sono frequenti. Rappresentante assoluto è il Monte Cjastelat (**Carsismo**

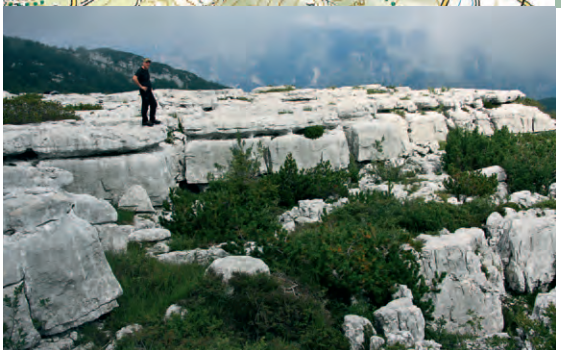


DOLINE E ABISSI DEL CANSIGLIO

L'area è raggiungibile con sentieri o carrarecce. Per arrivare al Bus de la Lum si parcheggia nella area pic-nic in Pian Cansiglio e si segue il breve sentiero che si inoltra nel bosco.

CARSISMO DEL MONTE CJASTELAT E PALA FONTANA

Il gesosito è facilmente raggiungibile in un paio d'ore di cammino a partire da Casera Pian delle More lungo il sentiero CAI 971-988.



I calcari a giacitura orizzontale, incisi da crepacci, con karren sui piani di strato. del Monte Cjastelat.

del Monte Cjastelat e Pala Fontana). Per arrivare sulla sommità del pianoro fra Monte Cjastelat e Pala Fontana, conviene partire dal Piancavallo, seguire il sentiero 971 e poi raggiungere Forcella di Giais e il pianoro con il sentiero 988, tenendosi lungo il crinale, da cui si ammira una splendida veduta sulla pianura e sugli alvei del Cellina-Meduna. Avendo tempo e voglia, interessante è arrivare alla forcella sempre da Piancavallo, ma facendo un giro più ampio: dapprima la passeggiata delle malghe fino a Casera Caseratte, e poi lungo il sentiero 985 fino a Casera di Valfredda. Lungo questo percorso le forme di dissoluzione carsica si associano a morfologie in grande, ereditate dal glacialismo quaternario in particolare. La casera è adagiata in uno splendido circo glacio-carsico, con i versanti a gradonate calcaree, note col nome di "parlamento delle marmotte".

Anche in questa area affiorano i calcari di scogliera del Cretaceo, gli stessi che caratterizzano molto più a Est, il settore centrale del Carso. Tra i resti fossili, i più importanti sono le rudiste, che nell'area del Cansiglio si rinvengono frequentemente nell'area a sud del Monte Candaglia (*vedi anche il geosito: Formazione del Calcare del Monte Cavallo: complesso di scogliera al Col dei S'cios*).

Ma dove escono le acque che si infiltrano in queste aree carsiche?

Ai piedi di quella che appare, da Pordenone e dai paesi vicini, una gigantesca parete strapiombante che raccorda gli altopiani del Cansiglio e del Piancavallo con la pianura, sgorgano alcune sorgenti, Gorgazzo, Santissima e Molinetto, da cui trae origine il Fiume Livenza (**Sorgenti del Fiume Livenza**). Le tre sorgenti hanno caratteristiche di chimismo e di temperatura simili tra loro, mentre il regime (variazioni della portata nel tempo) è decisamente diverso. Santissima e Molinetto sono sorgenti perenni con limitate variazioni di portata anche durante i periodi piovosi. Il Gorgazzo è invece una sorgente vauclusiana (carsica ascendente di troppo pieno) che presenta

SORGENTI DEL FIUME LIVENZA

Tutte e tre le sorgenti (Gorgazzo, Santissima e Molinetto) si trovano a poca distanza l'una dall'altra. Sono facilmente accessibili perché si trovano nell'ambito di aree urbanizzate.

La sorgente del Gorgazzo è una profonda cavità carsica sommersa, meta ambita di numerose esplorazioni.

La sorgente della Santissima, visibile già dalla strada pedemontana Fiaschetti-Polcenigo.

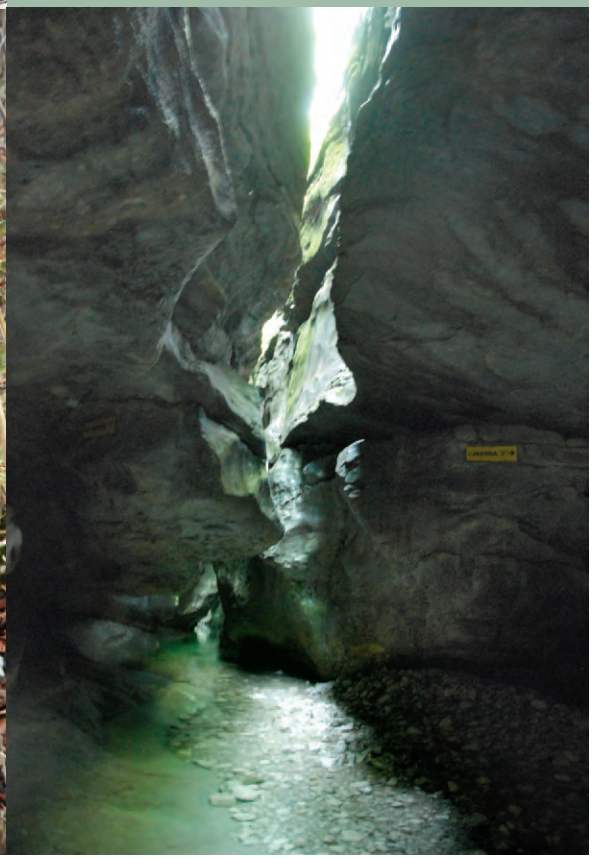
piene improvvise e importanti ed è, per lunghi periodi, inattiva. È stata esplorata in più riprese dagli speleosub che sono giunti alla profondità di 212 m, quasi 150 m sotto il livello del mare attuale.

L'area Cansiglio-Cavallo e le sorgenti del Livenza rappresentano così uno dei tanti esempi di sistema carsico completo, in cui le acque superficiali vengono assorbite in un ampio areale ed emergono in superficie in pochi punti di risorgenza. Un esempio di carsismo di contatto, cioè di sistema carsico alimentato da bacini fluviali, è l'area di Pradis e Gerchia, a pochi chilometri da Clauzetto: In quest'area il torrente Cosa e il suo affluente Rio Secco incidono profonde forre delimitando un piccolo altopiano a forma triangolare con intensi fenomeni carsici. A Nord dell'area carsica affiora il Flysch (alternanza di marne e arenarie, impermeabile) e più a settentrione passa una importante linea tettonica, che porta le dolomie triassiche al di sopra dei più recenti calcari cretacei e del Flysch eocenico (*vedi anche il geosito: Linea Barcis-Staro Selo: Monti Dagn e Cecon*), ben marcata dalla fascia cataclastica. Questa configurazione litologica e tettonica fa sì che dal Flysch scendano torrentelli che incidono brevi vallecole anche nei calcari, prima di venire assorbiti da cavità-inghiottitoio. L'esempio più interessante è a Est della frazione di Gerchia, dove un torrentello sparisce all'interno dell'Inghiottitoio dell'osteria di Gerchia, cavità che si apre immediatamente a valle del contatto Flysch-calcare. Poco oltre il Cosa, lungo la strada che porta a Battei, si apre una breve valle cieca, normalmente non percorsa da acque, che termina in una depressione in cui le acque vengono assorbite all'interno delle Grotte di La Val, altra estesa cavità-inghiottitoio. Nell'area si aprono una quarantina di cavità, alcune molto complesse, con pozzi, gallerie e meandro percorse da torrenti sotterranei. Caverne e ripari sotto roccia sono presenti sul fondo delle forre e sulle ripidissime pareti. In tutto l'altopiano, doline,

FORRA DEL TORRENTE COSA E GROTTE DI PRADIS

Tramite un agevole sentiero attrezzato è possibile visitare la forra, lungo la quale si aprono le Grotte di Pradis, anch'esse turistiche.

L'andamento meandreggainte, ben modellato, del Rio Secco, affluente del Torrente Cosa.



Le ravvicinate pareti verticali, ben modellate, che caratterizzano alcuni tratti della Forra del Torrente Cosa.

campi solcati, *hum* (blocchi calcarei separati da crepacci carsici) combattono con il sottobosco creando un paesaggio geologico particolare apprezzabile percorrendo sentieri solitari.

Il torrente Cosa e il Rio Secco non sono stati assorbiti, ma hanno inciso nei calcari due valli molto profonde. Il Cosa in meno di 4 chilometri da Gerchia al lago artificiale di Tul, perde più di 200 metri di quota. La profondissima e stretta incisione (**Forra del Torrente Cosa e Grotte di Pradis**) facilmente visitabile, ha letteralmente tagliato in due il sistema sotterraneo carsico: un'ampia galleria, che oggi in riva sinistra del torrente rappresenta il troppo pieno del torrente, si prolunga inattiva in riva destra. Prima di scendere nelle Forra, sulla destra del sentiero di accesso, si aprono le Grotte Verdi di Pradis, ampia caverna priva di concrezioni, sul cui soffitto sono presenti interessanti cupole di corrosione create dalle bolle d'aria fra acqua e soffitto. La galleria separata dalla forra e le Grotte Verdi sono poste a quote elevate molto vicine all'attuale superficie e testimoniano che l'incisione della forra è posteriore alla formazione delle cavità.

FORRA DEL TORRENTE CELLINA

L'accesso alla forra, a piedi o in bicicletta lungo la vecchia strada Barcis-Montereale, è regolamentato ed è consentito nella stagione estiva solo previa verifica della condizioni geostatiche lungo le pareti sovrastanti da parte dell'Ente Gestore dell'arteria.

Forme di erosione fluviale sulla pareti calcaree e i sedimenti ghiaiosi sul fondo del Torrente Cellina nel parte centrale della Riserva Naturale.

La forra del Cosa è l'espressione morfologica dell'interazione tra due processi geologici diversi per scala dei tempi quali l'erosione lineare in rocce compatte, poco erodibili ma carsificabili, e i movimenti orogenetici. L'intenso sollevamento del territorio, in corso da pochi milioni di anni fa come conseguenza dello scontro tra Placca africana e Placca eurasiatica (fase neoalpina dell'orogenesi alpina) ha ovviamente interessato tutto il territorio regionale, per cui sono molte le forre in Friuli.

Un altro esempio della veloce risalita dei rilievi conseguente alle forti spinte tettoniche è la forra del Cellina, profonda incisione in bianchi calcari. Il Cellina e il Meduna sono due corsi d'acqua che appartengono al bacino del Livenza. I loro bacini imbriferi hanno dimensioni diverse (258 km^2 per il Meduna a Colle, 446 km^2 per il Cellina a Ravedis) ma entrambi sono caratterizzati da elevata piovosità (1700-2000 mm/anno). Lungo i tratti montani sono state costruite opere idrauliche (dighe, sbarramenti) che, oltre a produrre energia elettrica e acqua

L'affioramento di Ponte Racli visto dalla strada. Nei dettagli: i livelli deformati, adesso "aggettanti", di arenarie fluviali cementate messi in rilievo dall'erosione, e un particolare dei limi lacustri con piccole faglie che li spezzano e spostano.

per l'irrigazione, hanno lo scopo di mitigare i fenomeni di piena. Tra la diga di Barcis e quella di Ravedis, il Cellina scorre in una spettacolare forra (**Forra del Torrente Cellina**) lunga circa 4 km e profonda anche 550 m. La morfologia della forra è articolata, in quanto dopo circa un chilometro il torrente Cellina riceve in sinistra da settentrione, i torrenti Molassa e Alba anch'essi profondamente incassati tra le rocce (*vedi anche il geosito: Forre dei torrenti Molassa e Alba*). Sul fondo di queste forre si ritrovano spesso marmitte di erosione, le profonde forme circolari di erosione fluviale scavate da massi intrappolati nella depressione; sui fianchi sono presenti fenomeni carsici quali la Grotta delle Vecchia Diga. La forra è accessibile utilizzando la vecchia strada Barcis-Montereale, ma va tenuto presente che le alte pareti sovrastanti sono localmente instabili e piccoli ma pericolosissimi massi possono piombare sulla sede stradale, specie durante o subito dopo episodi piovosi.

Il corso del Meduna, anch'esso regimato da opere idrauliche, ha caratteristiche diverse. Nelle vicinanze della diga che sbarra il Lago di Tramonti sono presenti, a quote elevate rispetto

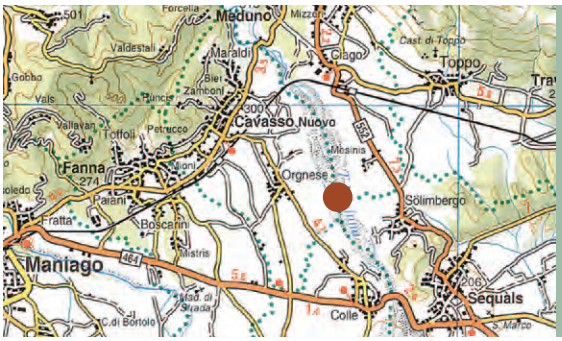
SUCCESSIONE LACUSTRE DI PONTE RACLI

È osservabile dalla strada della Val Tramontina poco prima di giungere alla diga procedendo verso Tramonti. È possibile con una breve deviazione accedere facilmente alle sezioni più significative dell'affioramento.

Il sistema di terrazzi fluviali, di diverso ordine, localizzato sulla sinistra idrografica del Torrente Meduna e ben visibile poco a monte della stretta di Colle.

all'attuale alveo, depositi neogenici lacustri, deltizi e fluviali, deformati da una intensa attività tettonica (**Successione lacustre di Ponte Racli**), che testimoniano una serie complessa di eventi (sprofondamenti, frane, alluvionamenti, sollevamenti, erosioni fluviali) iniziati circa 10 milioni di anni fa.

Più a sud la valle si allarga e, tra gli abitati di Meduno e Sequals, l'alveo presenta più ordini di terrazzi (**Terrazzi fluviali del Torrente Meduna**) in quanto il torrente da un certo momento in poi ha iniziato a incidere i suoi stessi antichi depositi alluvionali. L'antica superficie suborizzontale della piana alluvionale è interrotta da alcuni gradini morfologici, risultato dell'erosione dovuta al progressivo abbassarsi dell'alveo. Queste morfologie sono il risultato delle variazioni del livello del mare, che rappresenta il livello di base per i corsi d'acqua in pianura. Ogni variazione del livello del mare, conseguenza delle oscillazioni climatiche del Quaternario, determina un aggiustamento del profilo di equilibrio in termini o di sovralluvionamento (aumento dei depositi) o di incisione dei depositi alluvionali. Il risultato finale è una valle dai fianchi terrazzati.



TERRAZZI FLUVIALI DEL TORRENTE MEDUNA

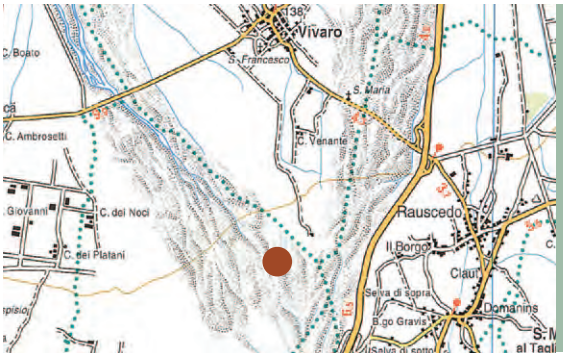
Il geosito si raggiunge a piedi o in macchina attraverso alcune carrarecce: in destra idrografica del Torrente Meduna dall'abitato di Solimbergo, in sinistra idrografica da quello di Orgnese.

I magredi fotografati dalla strada Cimpello-Sequals, all'altezza del paese di Vivaro. Sullo sfondo l'imponente Massiccio del Cansiglio-Cavallo.

Altri esempi si ritrovano nell'alto corso del Cellina, lungo il Cormôr a Nord di Udine, lungo il Torre e, naturalmente, lungo il Tagliamento, in corrispondenza del suo sbocco in pianura (*vedi anche "Ghiacci e ghiacciai" e il geosito: Terrazzi fluviali di Claut*).

Ma il sollevamento orogenetico, che è uno dei fattori che porta all'incisione di forre, ha come conseguenza anche la formazione di grandi quantità di detriti che vengono trasportati verso mare dalle acque. Queste, passando dalle pendenze dell'area montana a quelle di pianura, perdono velocità e depositano a ventaglio il materiale trasportato. Agli sbocchi in pianura sono così presenti gli apparati deposizionali, i conoidi di deiezione. Fra questi, nella nostra Regione, il più imponente è quello del sistema Cellina-Meduna.

Un conoide alluvionale è un deposito di detriti trasportati dal fiume con forma a semicerchio, a ventaglio, con l'apice in corrispondenza dello sbocco in pianura della valle montana: La limitata distanza tra gli sbocchi in pianura del Cellina e del Meduna (10-12 chilometri) fa sì che i due conoidi si sormontino e si interdigitino, e si possa parlare di un unico conoide, ampio



CONOIDE E MAGREDI DEI TORRENTI CELLINA E MEDUNA

Il geosito è facilmente raggiungibile a piedi o in bicicletta. Visto che gran parte dell'area è sottoposta a tutela ambientale di vario tipo, l'accesso in macchina è limitato ad alcune zone.

I depositi ghiaiosi dei Magredi si sviluppano dalla fascia pedemontana pordenonese incisa dai Torrenti Meduna (nella foto) e Cellina.

circa 30 km, che si estende, dal limite delle Prealpi, a quote di 250-300 metri, fino a Fontanafredda e Pordenone, con quote di circa 40 m. Il limite meridionale del conoide (l'unghia) è caratterizzato da una brusca diminuzione della pendenza (da 1.5% a 0.5%) e, in particolare nel settore orientale del conoide, viene a coincidere con la Linea delle risorgive (*vedi anche "Un paesaggio unico"*).

Il **Conoide del Cellina-Meduna** è un corpo sedimentario poroso di grandi dimensioni, un immenso serbatoio d'acqua contenuta all'interno, ma, specie nel settore apicale, molto in profondità. Per questo motivo l'ambiente è caratterizzato da una vegetazione adattata a una situazione di aridità: si tratta di una vegetazione di tipo steppico, una landa con bassa vegetazione erbacea, rari arbusti e pochi alberi isolati.

Ma se le steppe dell'Europa centro orientale sono condizionate da un clima con scarse precipitazioni, i "Magredi", il nome locale con cui sono noti questi ambienti, sono legati alla elevata permeabilità delle ghiaie e alla loro pendenza.

* La pedemontana pordenonese, esprime al meglio il ciclo dell'acqua carsica, l'erosione accelerata da fatti tettonici e il conseguente sovralluvionamento della pianura.
La Geologia condiziona la Geomorfologia e crea le premesse per un'Idrogeologia compiuta.

Il Flysch: le Prealpi Giulie

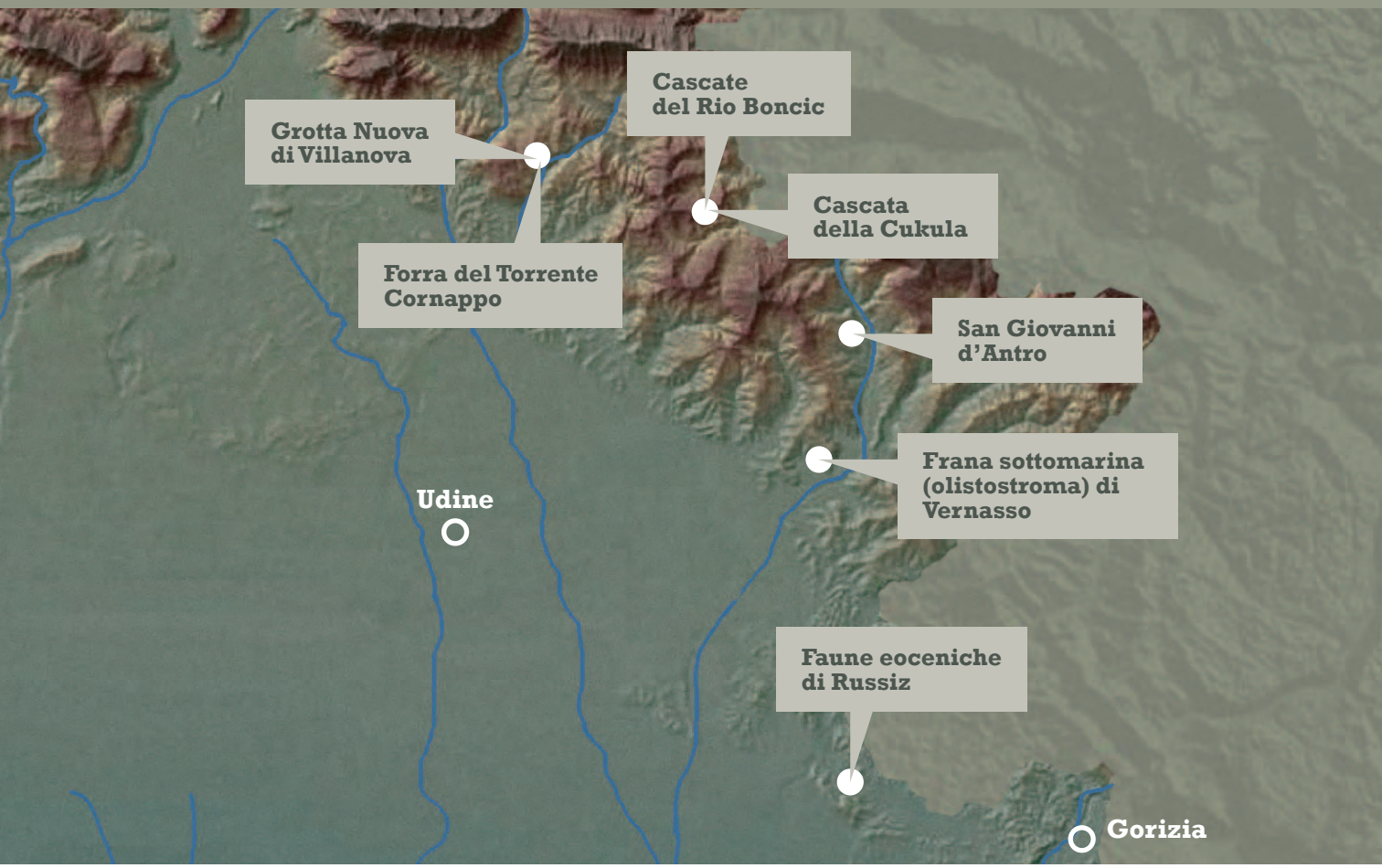
Affioramento di flysch alla Cava di Vernasso (Valli del Natisone).

Cos'è il Flysch? Il termine nacque in Svizzera per indicare un pendio scivoloso. Ed è proprio così! Se facciamo un'escursione sulle montagne dietro Cividale o sul Collio presso Cormòns dobbiamo fare attenzione a non scivolare specialmente dopo una pioggia. Questo a causa dell'alto contenuto di argille nelle rocce di quei luoghi. Infatti il Flysch è un complesso roccioso stratificato composto da sedimenti terrigeni, cioè provenienti dall'erosione di altre rocce i cui frammenti trasportati e depositati in fondo al mare, costituiscono gli strati di arenarie quarzose o calcaree, siltiti, marne e argille ma anche brecce, tante brecce, specie nella nostra regione. In pratica il Flysch è un insieme di rocce alternate fra loro!

Tutti questi detriti vanno a costituire depositi con spessori che possono superare i 3000 metri. Ma perché in quel periodo, tra i 75 e 45 milioni di anni fa, si depositarono tanti materiali? A cavallo fra l'Era Mesozoica e quella Cenozoica avvenne la grande estinzione che coinvolse i Dinosauri, le Ammoniti e tante altre forme di vita; contemporaneamente un altro importante evento si stava compiendo: la chiusura del grande Oceano della Tetide perché le placche si avvicinavano fra loro. In questo processo nei punti di scontro fra placche si formarono delle catene montuose come le Alpi settentrionali e le Dinaridi, che interessano tutta l'area dalla Slovenia fino alla Grecia.

Maurizio Ponton

itinerario 8

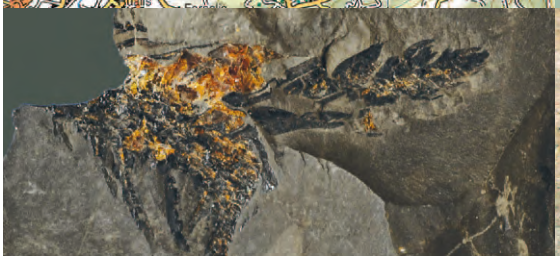


Le montagne mentre si alzavano venivano erose e i depositi, coinvolti in frane sottomarine e "correnti di torbida", colmavano un bacino marino profondo, il Bacino Giulio (o Sloveno). Poi altre spinte fecero emergere dal mare anche quei depositi piegandoli e fagliandoli. Oggi li ritroviamo nella zona di Clauzetto e Pradis in destra Tagliamento e, ancora più ampiamente, nelle Prealpi Giulie, da Tarcento in giù fino a Cividale, Cormòns, Gorizia e Trieste.

In linea di massima il Flysch più antico, essendosi formato in tempi più "turbolenti", presenta parecchi grossi strati (chiamati banchi o megabanchi), con uno spessore fino a decine e decine di metri costituiti da corpi di frana sottomarina dove i blocchi, da quelli giganteschi (20-50 m) fino ai ciottoli più piccoli, sono prevalentemente di rocce calcaree. I due più potenti ed estesi sono il Megabanco del Monte Ioanaz, che raggiunge i 130 metri di spessore, e il Megabanco di Vernasso, la più grande frana sottomarina fossile conosciuta, che supera i 250 metri di spessore (**Frana sottomarina (olistostroma) di Vernasso**). Questi banchi caratterizzano il paesaggio delle valli attorno ai monti La Bernadia, Ioanaz e Mataiur; in mezzo a quei fitti boschi si osservano dei grossi costoni rocciosi che in corrispondenza dei torrenti danno origine ad alcune belle cascate.

FRANA SOTTOMARINA (OLISTOSTROMA) DI VERNASSO

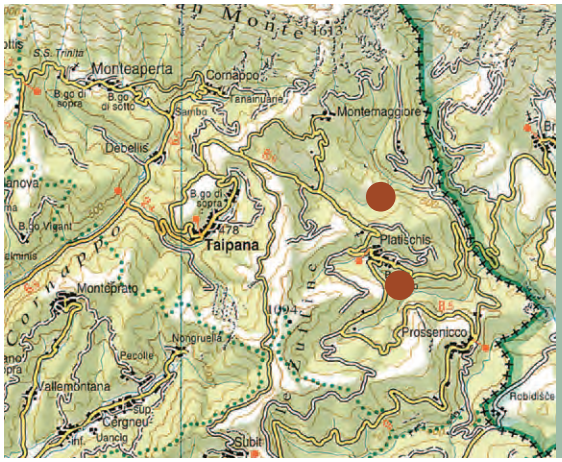
L'enorme deposito di frana era sfruttato per l'estrazione di marna per cemento: l'ex cava Italcementi si apre vicino il paese di Vernasso, pochi chilometri a NE di Cividale. L'accesso alla cava è vietato, ma i fronti di cava sono visibili anche dalla strada.



La Cava di Vernasso (Valli del Natisone): è evidente il "megabanco" che passa, in alto a sinistra, ai livelli di Flysch.
Nei blocchi di calcare cretaceo presenti all'interno della "Frana" di Vernasso sono stati trovati interessanti resti fossili: un resto vegetale con frammenti di ambra, un rinvenimento eccezionale data la rarità dell'ambra mesozoica, e un piccolo pesce osseo clupeomorfo.

Interessanti escursioni per osservarle vanno effettuate presso Taipana, lungo il sentiero naturalistico del Torrente Gorgons. Dall'Agriturismo Campo di Bonis si giunge alle **Cascate del Rio Boncic** mentre, poco distante, la **Cascata della Cukula** è lungo il sentiero naturalistico, un po' più impegnativo, che collega Prossenicco con Platischis. In tutti i casi una serie di banchi di traverso ai torrenti creano cascate suggestive e pozze d'acqua smeraldina. Ma c'è un altro interessantissimo fenomeno morfologico molto diffuso in queste valli: il carsismo profondo.

Se dedichiamo una giornata ad un'escursione attorno al Monte La Bernadia scopriremo che assomiglia molto a una forma di formaggio gruviera, tagliata in profondità dalle due valli del Torrente Torre e del Torrente Cornappo. Infatti il monte ha una forma tondeggiante con una parte interna e più antica fatta di calcari chiari del Cretaceo entro cui ci sono importanti grotte come l'Abisso Viganti (visitabile il primo tratto), presso Villanova, e la grotta Preoreak in Val Cornappo da dove escono le acque dell'abisso (**Forra del Torrente Cornappo**).



CASCATE DEL RIO BONCIC E DELLA CUCKULA

L'accesso alla gola del Rio Boncic è possibile dal "sentiero naturalistico delle cascate" (qualche cavo e passerelle in legno) che inizia nei pressi dell'Azienda Agrituristica di Campo de Bonis. Alla base della cascata della Cuckula si giunge con un sentiero in parte attrezzato (qualche cavo e qualche gradino in legno), che collega Platischis con Prossenicco in prossimità del cimitero.

Sopra ai calcari poggia il Flysch, come possiamo vedere alla Cascata di Bocca di Crosis presso Tarcento (*vedi anche "Montagne che crescono"*); qui gli strati sono verticali per le spinte tettoniche subite e possiamo osservare tutti i tipi litologici di queste formazioni rocciose. Se saliamo sopra al monte attorno a Villanova Grotte, come dice la parola, ci sono quattro importanti complessi sotterranei che si sviluppano per chilometri e chilometri all'interno del Flysch nei banchi di breccia, di arenarie calcaree e nelle alternanze di arenarie e marne. Ciò che rende ancora più interessanti queste grotte è il fatto che sono sovrapposte fra loro, come in un condominio e all'interno di ognuna vi è un torrente che se ne va per conto suo. In ordine, dal basso: il sistema Bernardo Chiappa, da poco scoperto e in fase di esplorazione; la Grotta Doviza, o Grotta Vecchia, scoperta per prima nel 1906; la **Grotta Nuova di Villanova** attrezzata per le visite turistiche guidate (www.grottedivillanova.it); la Grotta Feruglio, con grandi sale ma molto impegnativa tecnicamente. Nel loro insieme queste cavità hanno uno sviluppo di oltre 20 km!

Livelli di Flysch nella Grotta Nuova di Villanova (Lusevera).

FORRA DEL TORRENTE CORNAPPO E GROTTA NUOVA DI VILLANOVA

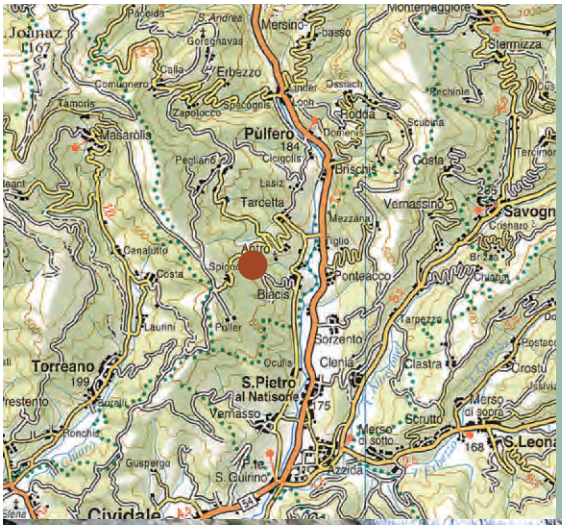
La strada ha piazzole panoramiche e alcuni punti di accesso all'alveo: uno consente di raggiungere la cavità Pre-Oreak (visita accompagnati da speleologi). La Grotta Nuova si raggiunge dall'abitato di Villanova delle Grotte. Per informazioni sulle visite turistiche rivolgersi al Terminal grotte.

Nella Valle di Prestento, a Nord-Ovest di Cividale, all'interno del Megabanco di Vernasso si aprono due grotte importanti per le leggende a loro legate: il Foran di Landri e il Foran des Aganis. Il primo inizia con un ampio ingresso molto suggestivo: al suo interno furono fatti in passato scavi archeologici e rinvenuti così reperti preistorici compresi fra il Neolitico, l'ultimo periodo della pietra e l'età del rame; una leggenda narra che ad alcuni anelli di ferro infissi nella roccia da tempi immemorabili, Noè avesse legato l'arca durante il Diluvio. Il Foran des Aganis invece è noto per la leggenda delle Agane che si racconta abitassero qui; ancora oggi sembra di sentire le loro voci all'interno.

Lo stesso megabanco, quello del M. Ioanaz, protagonista delle cascate del Rio Boncic e della Cukula, presenta al suo interno la grotta forse più nota storicamente, quella di **San Giovanni d'Antro**. Risalendo la strada da Cividale verso Caporetto, poco dopo San Pietro al Natisone, guardando in alto a sinistra compare una rupe con una chiesetta: è l'ingresso della cavità. Dal paese di Antro parte il comodo sentiero che termina con una lunga scalinata in pietra. Fin dai tempi della conquista romana il luogo fu fortificato e i Longobardi poi aggiunsero le prime opere della chiesa all'interno; al tempo della conquista dei Franchi fu sede del Diacono Felice (889 d.C.) mentre l'attuale chiesa gotica è del 1477. La grotta è visitabile turisticamente nei primi 270 m ma prosegue oltre un salto e un laghetto per oltre 4000 m. Anche a questa grotta è legata una leggenda, quella della regina Vida che, rifugiatasi qui, salvò la popolazione resistendo all'assedio di Attila con uno stratagemma.

Tutte queste zone sono ricchissime di grotte, alcune note altre in fase di scoperta ed esplorazione, che si sviluppano in questo tipo di Flysch i cui livelli calcarei sono solubili dall'acqua

La Grotta Pod Lanisce (Taipana) è una risorgiva perenne che si sviluppa in un megabanco. I livelli conglomeratici sono ben identificabili.



SAN GIOVANNI D'ANTRO

Percorrendo la strada statale 54 da Cividale del Friuli verso Caporetto in Slovenia, circa 3 km dopo San Pietro al Natisone si prende un bivio a sinistra (direzione Tarcetta - San Giovanni d'Antro) e, dopo altri 2,5 km, si giunge alla grande chiesa del paese. Da lì inizia una strada pedonale che dopo poche centinaia di metri porta ai piedi della lunga e pittoresca scalinata di pietra che consente l'accesso a quello che era un castello/eremo nella parete strapiombante.

La Grotta di San Giovanni d'Antro (Pulfero) si sviluppa nel megabanco del M. Ioanaz, ben visibile sin dal fondovalle.

e quindi, come si dice, carsificabili; è un carsismo particolare ma molto importante e diffuso, dove l'acqua, oltre a sciogliere lentamente la roccia calcarea, svolge anche un'azione di erosione come tutti i torrenti presenti in superficie. È quindi un po' diverso dal carsismo più tipico che si sviluppa nel Carso Classico ma anche, come abbiamo visto, nei calcari puri della Bernadia o sulle sue pendici orientali del Monte Matajur (sul Monte Glava, che ospita alcuni interessanti esempi di campi solcati).

I banchi calcarei del Flysch, formati da brecce calcaree e calcareniti, cioè arenarie calcaree, sono oggetto di sfruttamento per cavarne una pietra da costruzione o ornamentale, nota come "pietra piasentina", molto utilizzata in regione (vedi anche "Rocce che si usano"). In generale, poi, il Flysch è piuttosto erodibile e quindi i suoi affioramenti estesti sono piuttosto rari, se non lungo i tagli stradali (*vedi anche i geositi: Piega di Gnidovizza; Pieghe a "zig-zag" nel Flysch di Clodig*).

La serie di pieghe a zig-zag, con fianchi rettilinei ma cerniere strette, che interessano il Flysch affiorante lungo la strada Obranche-Petrenel presso Drenchia.

Dicevamo prima che esiste un Flysch più antico (75-50 milioni di anni fa), che è quello descritto finora, mentre quello più recente (50-45 m.a.) costituisce tutte le colline più basse prossime alla pianura, da Tarcento a Faedis, e più a Sud quelle di Buttrio e del Collio presso Cormòns, per non parlare di quello di Trieste e di Muggia. È un Flysch molto meno calcareo costituito per lo più da arenarie quarzose e marne.

Sono rocce molto erodibili e danno un paesaggio collinare dolce e ricco di terreni fertili, nei quali vengono coltivate vigne per la produzione di alcuni fra i migliori vini friulani.

Talora all'interno di quegli strati si rinvengono livelli ricchissimi di nummuliti, i gusci di foraminiferi dell'Eocene dalla forma di una monetina (da cui il nome: moneta di pietra) oppure blocchi ricchi di coralli come quello presso Russiz (**Faune eoceniche di Russiz**); questi blocchi scivolavano in fondo al bacino del Flysch da zone dove il mare era meno profondo e più limpido e potevano quindi svilupparsi piccoli apparati di scogliera.

Il blocco calcareo di scogliera corallina conservato all'interno delle marne del Flysch di Cormons e in parte esposto lungo il sentiero che attraversa le vigne presso Russiz (Capriva).

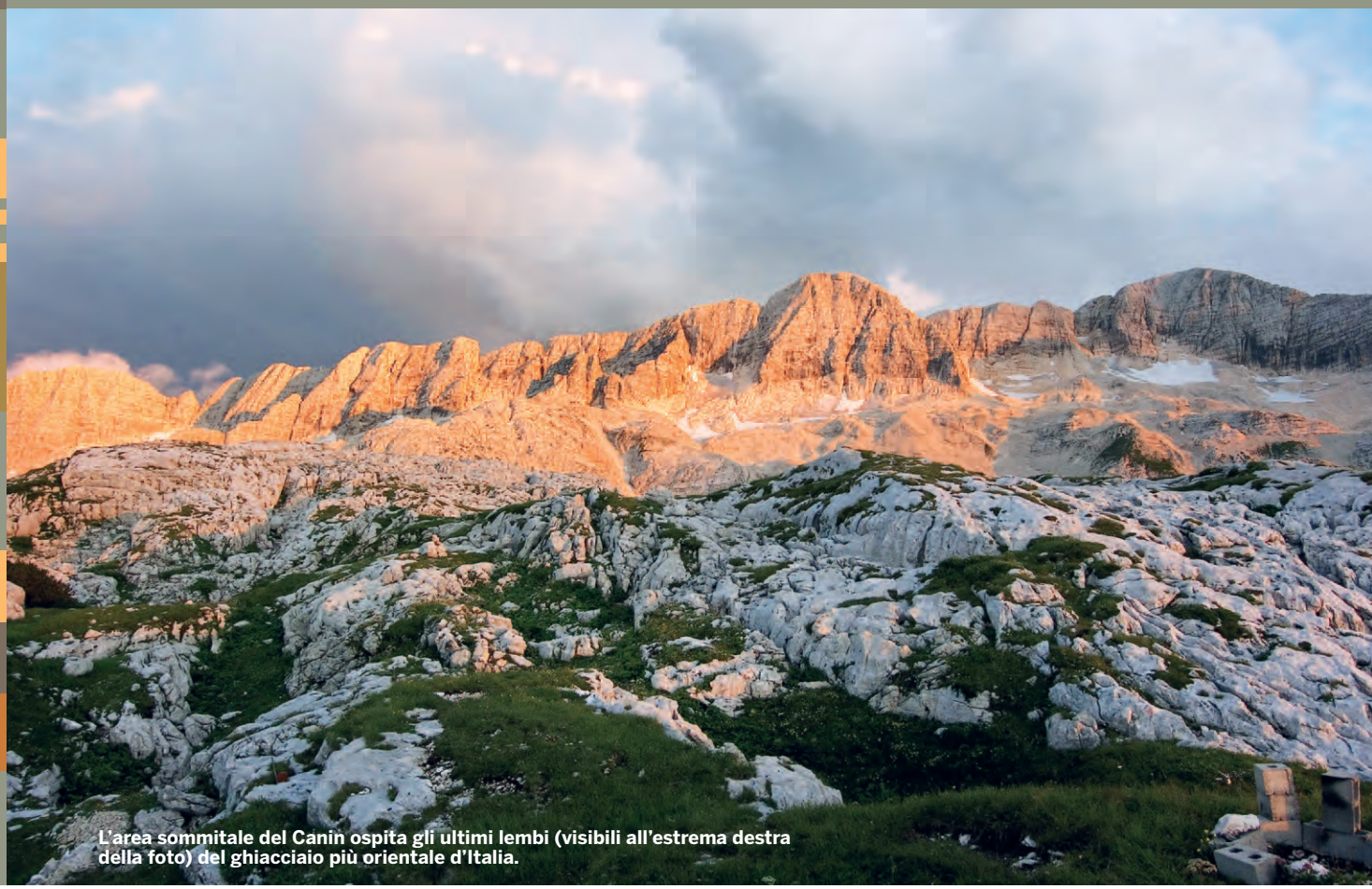
a destra - Particolare di un corallo coloniale: si osservano i singoli coralliti raggiati, le zone abitate dai polipi che hanno costruito il corallo.

FAUNE EOCENICHE DI RUSSIZ

Si giunge con l'automobile fino a circa 200-300 m dall'affioramento, sulla strada che da Russiz di Sopra porta a La Subida. La pista che costeggia l'affioramento è stata recentemente resa ciclabile ed inserita in un percorso di mountain-bike.

* Le rocce che formano i dolci rilievi delle Prealpi Giulie, oltre a permettere le produzione di grandi uve, nascondono meraviglie sotteranee.

Ghiacci e ghiacciai: segni del clima nel passato



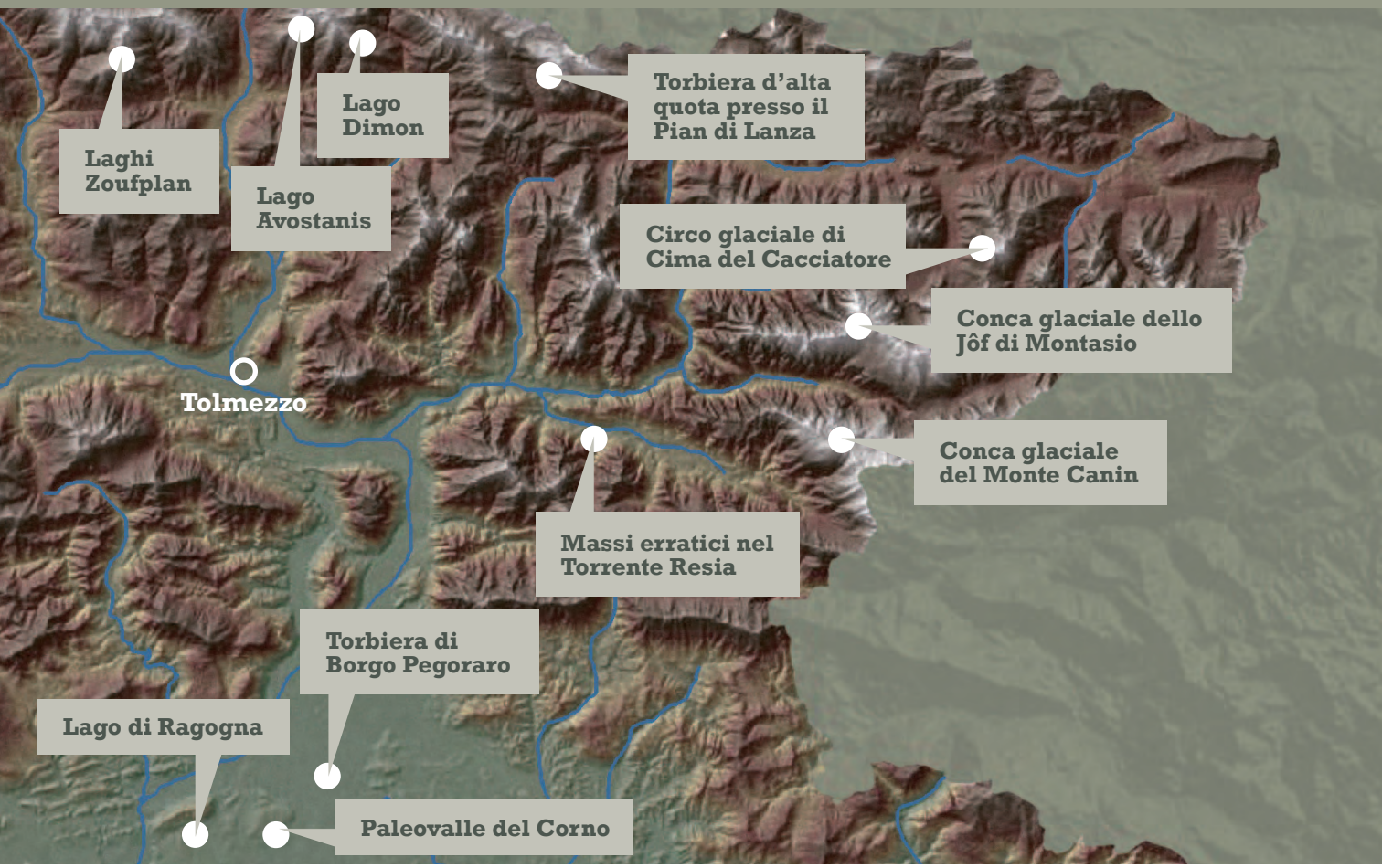
L'area sommitale del Canin ospita gli ultimi lembi (visibili all'estrema destra della foto) del ghiacciaio più orientale d'Italia.

Da qualche anno i cambiamenti climatici sono un tema di grande attualità e ormai sia la maggior parte degli scienziati che l'opinione pubblica sono convinti che l'uomo stia alterando, con le sue attività, il clima della Terra. È un dibattito molto importante che influisce su fondamentali scelte economiche e politiche. In questo dibattito il ruolo dei geologi è cruciale, perché, studiando ghiacci, sedimenti, rocce sono in grado di capire quali sono le regole alla base dei cambiamenti climatici sul pianeta prima della comparsa dell'uomo. Ed è solamente conoscendo le cause e le modalità delle variazioni naturali che possiamo valutare l'azione dell'uomo.

L'ipotesi che il clima della Terra fosse sensibilmente cambiato più volte negli ultimi milioni di anni si era fatta strada tra gli scienziati a partire dalla metà dell'Ottocento. Il primo importante studio sugli effetti delle epoche glaciali sulle Alpi risale a più di un secolo fa: Penck e Brückner, due studiosi tedeschi, alla fine di anni e anni di ricerche, identificarono sulle Alpi quattro importanti fasi glaciali, delle quali solo due, le più recenti, sono riconoscibili nella nostra regione. Questo modello è ormai superato e adesso gli specialisti, soprattutto utilizzando le tecniche della geochimica isotopica, hanno stabilito che negli ultimi 2.6 milioni di anni ci sono state decine di fluttuazione climatiche, alcune delle quali hanno portato a un sensibile aumento dell'estensione e dello spes-

Furio Finocchiaro

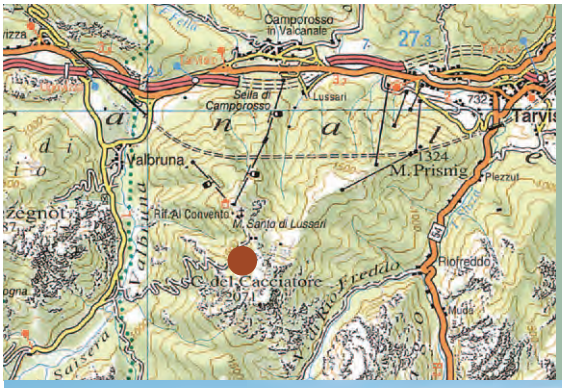
itinerario 9



sore dei ghiacci continentali. E le variazioni in volume dei ghiacci continentali (soprattutto in Antartide e Groenlandia) a loro volta condizionano il livello di tutti gli oceani del Pianeta.

L'ultima grande fase glaciale (nota nella letteratura scientifica con la sigla LGM: *Last Glacial Maximum*) è avvenuta 22.000 anni fa o, ad essere precisi, 22±2 ka cal BP, perché i dati scientifici hanno sempre un certo grado di incertezza. In questo periodo, in cui la temperatura media della bassa atmosfera terrestre viene stimata 4.5°C inferiore all'attuale, che aspetto aveva il territorio del Friuli Venezia Giulia?

Gran parte dell'area alpina era ricoperta da ghiacci, dai quali spuntavano solo le cime più imponenti, probabilmente quelle al di sopra dei 2000-2400 metri. Come lo sappiamo? Dalle forme e dai depositi che i ghiacci hanno lasciato sul territorio. Fra le forme più importanti e diffuse vi sono i circhi glaciali, morfologie ad anfiteatro con le pareti subverticali, che rappresentano le aree da cui si origina un ghiacciaio, l'inizio del suo bacino di alimentazione. Ci sono moltissimi esempi di circhi glaciali, sia in Carnia che nel Canal del Ferro. Per quest'ultima zona un bell'esempio è il **Circo glaciale di Cima del Cacciatore**, facilmente raggiungibile dal Monte Lussari.



CIRCO GLACIALE DI CIMA DEL CACCIATORE

Dal Monte Santo di Lussari è "facile" l'accesso al circo glaciale tramite il sentiero CAI 613, salvo l'ultimo breve tratto, "difficile", per arrivare alla panoramica Cima del Cacciatore.

Dalla soglia del circo glaciale di Cima del Cacciatore si gode una vista panoramica su vasti settori delle Alpi Carniche e Giulie.

Si tratta di un grande semicerchio (circa 200x300 m) con le quinte di roccia, separato dal versante settentrionale della montagna da una sorta di soglia in contropendenza, con il profilo a U. Da questa sella poche migliaia di anni fa il ghiaccio si riversava verso la valle del Fella. Numerose tracce del glacialismo sono diffuse nelle aree alpine e prealpine (*vedi anche i geositi: Creta della Chianevate, Chialderate e Monumenz: calcari devoniani, carsismo e glacialismo; Conca glaciale del Cjadinut; Valli glaciocarsiche di Col delle Lastre; Campanile di Val Montanaia*).

Spesso la depressione centrale di un circo glaciale è occupata da un laghetto di forma subcircolare. Un esempio molto significativo è il **Lago Dimon**, vicino a Ligosullo, in una zona che racchiude molte altre valenze geologiche. La depressione centrale del circo è occupato da un laghetto che doveva avere forma circolare. Il bordo del lago è formato, verso valle, da un piccolo cordone morenico, formatosi circa 15.000-12.000 anni fa (ma non esistono dati certi) quando il clima stava già rapidamente migliorando, secondo i nostri criteri..., e quindi le quote cui i ghiacci trovavano ancora le condizioni adatte alla loro sopravvivenza diventavano progressivamente

LAGO DIMON

Il lago è raggiungibile da Ligosullo-Valdajer con strada sterrata, non ripida ma che va percosa con attenzione in quanto può presentare tratti dissestati.

Il lago di Dimon: da sinistra si notano il conoide che tende a riempirlo, il cordone morenico tagliato dal torrente emissario del lago e alcune nivomorene (piccoli depositi detritici che possono formarsi ai piedi di accumuli nivali).

più alte. Il ritiro dei ghiacci non era progressivo e l'orlo delle conca glaciale del Lago del Dimon, con il suo cordone morenico rappresenta una fase di stasi. Ulteriori fasi di stasi sono rappresentate da cordoni morenici o, più probabilmente, nivomorene, ancora più piccoli e a quote più elevate rispetto al livello del lago, lungo le pareti del circo dove affiorano anche la lave scure che appartengono alla Formazione del Dimon (Carbonifero). Attualmente la forma del bacino lacustre non è più sub-circolare perché il lato orientale è occupato da un piccolo conoide alluvionale (delta-conoide) alimentato da un brevissimo torrentello.

Un altro esempio di lago di circo si trova nei pressi di malga Avostanis (**Lago Avostanis: calcari di Pramosio e formazione del Hochwipfel**); anche in questo caso la forma del lago non è più quella originaria ed è stata alterata da processi postglaciali. Il ritiro dei ghiacci dalle aree montane lascia molto spesso delle superfici ondulate, con piccole depressioni e collinette, con differenza di quota di pochi metri (morfologie che i geologi chiamano a *kame* e a *kettle*) e le aree più depresse rappresentano potenziali piccoli bacini lacustri. Altri piccoli laghi si trovano

LAGO AVOSTASINIS: CALCARI DI PRAMOSIO E FORMAZIONE DELL'HOCHWIPFEL)

Il sito è ubicato lungo la "Traversata carnica" tra Italia e Austria. Si giunge in macchina fino a Casera Pramosio bassa (1521 m s.l.m.) e da lì a piedi, con una salita di circa 400 m di dislivello, lungo mulattiera (CAI 402) fino al lago.

LAGHI ZOUFPLAN

Da Cercivento, una strada stretta ma agevole, asfaltata fino a quota 1200 m, porta ai 2000 m del Monte Zoufplan. Da lì è consigliabile proseguire a piedi. Il tragitto porta, in meno di un chilometro, ai Laghi, con viste panoramiche. In alternativa si sale a piedi da Cleulis lungo il sentiero CAI 155 (800 m di dislivello).

sia sopra il Lago del Dimon, verso il Monte Paularo che vicino a Casera Festons (Sauris); pure i **Laghi Zoufplan** sono di origine glaciale, ma in questo caso la loro forma è condizionata anche dalla tettonica. Come già visto, però, questi piccoli laghi sono destinati a sparire, riempiti da detriti grossolani o da sedimenti più fini, soprattutto se il fondo lacustre viene occupato da canneti. I bacini lacustri si trasformano quindi in paludi e poi in torbiere, come ad esempio sopra il passo Cason di Lanza (**Torbiera d'alta quota presso il Pian di Lanza**) o a Cima Corso (*vedi anche "Un viaggio nel Triassico"*).

Oltre ai laghi di circo glaciale altre importanti tracce dei ghiacciai in ambiente montano sono gli archi morenici, di piccole dimensioni (*vedi anche il geosito: Archi morenici presso Sant'Anna di Carnizza*), spesso completamente alterati nella forma, erosi dalle acque del reticolo idrografico che ha sostituito i ghiacciai nelle valli alpine dopo il loro ritiro. Ma nemmeno le acque più veloci e cariche di energia riescono ad spostare i massi più grandi, che rimangono isolati dopo che l'erosione dei torrenti ha preso in carico ghiaie, sabbie, fanghi. Ecco quindi che un allineamento di massi erratici può essere tutto ciò che resta di un cordone morenico. Un esempio chiaro è quello della val Resia (**Massi erratici nel Torrente Resia**), dove molti massi si ritrovano tra l'abitato di San Giorgio e lungo il torrente. Un altro esempio di erratici che rappresentavano uno sbarramento morenico si trova sotto il Passo Cason di Lanza, verso Paularo (*vedi anche il geosito: Cordoni morenici presso Valbertad (Lanza)*).

Ma anche durante le fasi più fredde del Quaternario i ghiacci sono rimasti confinati solamente nelle aree montane?

L'evidenza più chiara della presenza di ghiacci fino in pianura durante l'LGM, è data dalla grande cerchia di colline che formano la serie di archi allungati a semicerchio che da San Daniele, passando per Fagagna e Moruzzo, arriva a Tricesimo: l'Anfiteatro Morenico del Tagliamento. Queste

TORBIERA D'ALTA QUOTA PRESSO IL PIAN DI LANZA

Il geosito è accessibile a piedi dal Passo del Cason di Lanza lunga una comoda mulattiera CAI 458 in meno di una ora. La zona di Sella Val Dolce è attraversata dal sentiero escursionistico CAI 403, parte della "Traversata Carnica", il percorso escursionistico fra Italia e Austria.

La torbiera dal Passo Cason di Lanza occupa una depressione originata da esarazione glaciale su un substrato in cui si alternano livelli di calcari carsificabili e rocce clastiche (arenarie e stiliti) del Permiano inferiore; sulla sinistra si nota la parete calcarea entro cui si apre l'ingresso del Grotta di Attila che raccoglie le acque drenate dalla torbiera stessa.

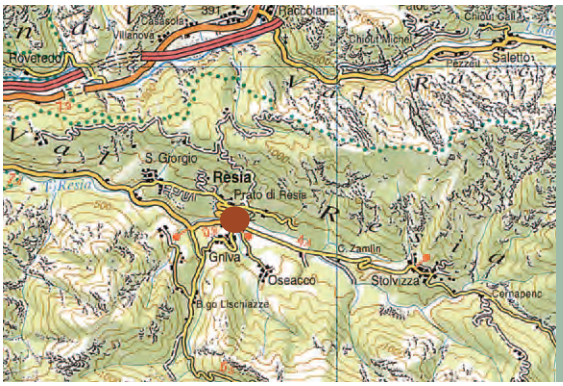
colline sono composte da sedimenti massivi (praticamente privi di strutture interne) molto mal classati, ovvero con la presenza contemporanea di massi, ghiaia, sabbia e fanghi che i geologi chiamano "diamicton". L'allineamento San Daniele-Fagagna-Moruzzo-Tricesimo costituisce la più elevata delle cerchie moreniche, seguite, verso Nord, da altre due cerchie minori, anche se meno evidenti. In pratica una vasta area a Nord di Udine, ampia quasi 20 km in direzione Est-Ovest, è caratterizzata da un paesaggio molto particolare, con colline e depressioni che si susseguono. Le parti più elevate sono i cordoni morenici composti da diamicton glaciale, con presenza anche di ciottoli striati. Tra un cordone e l'altro si estendono le depressioni inframoreniche, su cui sono stati depositati sedimenti più fini. Attraverso le analisi con il Carbonio 14 è stato possibile datare questi sedimenti tra i 23.000 e i 16.000 anni fa. Solamente nel settore compreso tra Plaino e Pagnacco depositi e suoli hanno caratteristiche diverse e questo fa ipotizzare l'appartenenza a un fase glaciale molto più antica, forse maggiore di 120.000 anni.

Quindi circa 20.000 anni fa un grande ghiacciaio si espandeva fino a Nord di Udine. Il ghiaccio è un grande nastro trasportatore di clasti di varie dimensioni, che vengono abbandonati nel momento

Grandi massi erratici, testimoni di un antico deposito morenico, nell'alveo del Torrente Resia a valle di Prato di Resia.

in cui il clima, la temperatura, l'insolazione provocano il completo scioglimento dei ghiacci. E questi sedimenti (diamicton) vengono abbandonati proprio in corrispondenza del punto di massima avanzata del ghiacciaio che corrisponde all'LGM, l'ultimo importante picco freddo del clima.

Da 20.000 anni a 7.000-8.000 anni fa la temperatura media dell'atmosfera si è progressivamente alzata, anche se con fluttuazioni e brevi periodi relativamente più freddi. Queste variazioni climatiche hanno causato fasi di ritiro, di stasi, di relative riavanzate delle masse glaciali, che a loro volta hanno formato la serie complessa di cordoni morenici e depressioni che formano l'Anfiteatro Morenico del Tagliamento. Gli archi morenici non sono continui in direzione Est-Ovest ma sono interrotti, perché durante una delle più recenti fasi di avanzamento il Monte di Ragogna, i colli di Susans e Buia hanno agito come "spartighiaccio" dividendo la massa glaciale che proveniva da settentrione in quattro lobi separati.



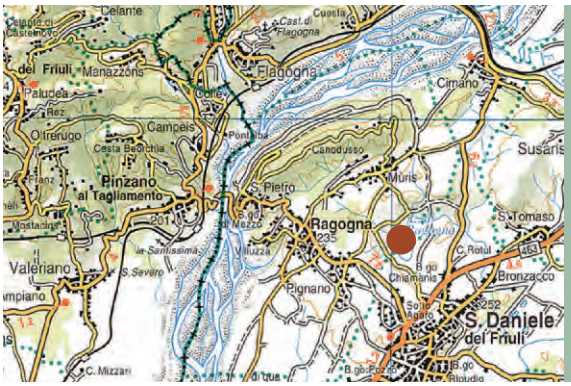
MASSI ERRATICI DEL TORRENTE RESIA

Il geosito è facilmente accessibile in quanto l'alveo del Resia scorre poco al di sotto della sede stradale, che corre lungo la vallata. Uno dei migliori punti di osservazione è il ponte all'altezza della centralina lungo la strda per Stolvizza.

Il Lago di Ragogna si sviluppa in una piccola depressione fra i rilievi dell'Anfiteatro Morenico del Tagliamento.

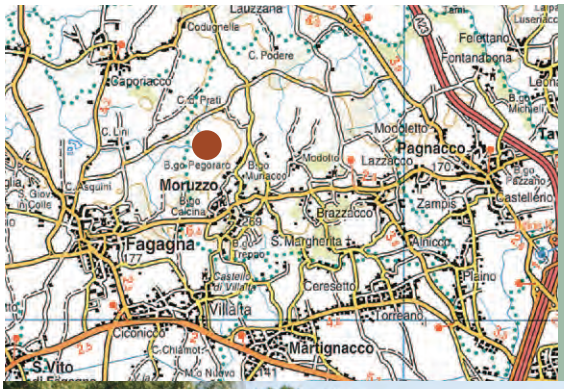
Ma che cosa succede quando un ghiacciaio dapprima si ritira e poi rimane stabile in una certa posizione? Il ghiaccio si scioglie e diventa acqua, i detriti che vi erano inglobati si depositano a formare le cerchie moreniche e le acque di fusione che si generano dalla massa di ghiaccio tendono a raggiungere il mare, scorrendo verso Sud nel nostro caso, e si trovano davanti allo sbarramento della cerchia morenica depositata durante la fase fredda precedente. Le acque riempiono la depressione inframorenica che diventa sede di un bacino lacustre, lago che, come abbiamo già visto, si trasforma in palude e torbiera.

Il **Lago di Ragogna** è l'ultimo dei laghi che migliaia di anni fa riempivano le depressioni tra i cordoni morenici. Più numerose sono le torbiere (come la **Torbiera di Borgo Pegoraro**), che rappresentano gli esempi morfologicamente più interessanti di questi ambienti che consentono la sopravvivenza di specie vegetali molto particolari. I sedimenti di laghi, paludi e torbiere sono



LAGO DI RAGOGNA

Agevoli sentieri e piste ciclabili consentono di raggiungere in breve tempo il perimetro del lago dalla rete viaria comunale che si sviluppa attorno a questo piccolo bacino.



TORBIERA DI BORGO PEGORARO

L'avvicinamento al geosito è facilitato dalla buona viabilità, il suo accesso da carrarecce agevolmente percorribili, anche se in periodi piovosi l'innalzamento del livello dell'acqua può creare problemi (fango).

Lo specchio d'acqua più ampio della Torbiera di Borgo Pegoraro.

anche le uniche matrici, in ambiente continentale, che conservino torbe, resti vegetali ricchi in carbonio organico, pollini, ovvero "proxy", termine legale inglese che significa "procuratore, delegato, intermediario". In altre parole il proxy è un intermediario attraverso cui si riesce a ricostruire il clima di un certo territorio nel passato (*vedi anche il geosito: Torbiera di Casasola*).

Anche il Lago di Cornino, in riva destra del Tagliamento e il Lago Minisini, vicino a Ospedaletto (Gemona del Friuli) sono legati all'azione, diretta o indiretta dei ghiacci (*vedi anche i geositi: Lago Minisini; Lago di Cornino*). Se l'origine del lago di Cornino è dovuta a una frana avvenuta dopo che il ghiacciaio Tilaventino aveva abbandonato il fianco della valle, il Lago Minisini colma una depressione esarata dallo stesso ghiacciaio (*vedi anche "Montagne che crescono"*). Entrambi i laghi hanno un tipo di alimentazione complessa, con afflussi e deflussi idrici condizionati anche dalla carsificabilità dei terreni in cui si trovano.

A partire da circa 18.000 anni fa i cambiamenti climatici hanno portato a un più deciso ritiro del ghiacciaio del Tagliamento verso quote più elevate. Le acque di fusione, condizionate dalla pendenza generale del territorio, tendevano a raggiungere l'Adriatico a partire della parte terminale dei vari lobi glaciali (la fronte glaciale). Si formavano corsi d'acqua, detti "scaricatori glaciali" che trasportavano verso Sud grandi quantità di detriti, incidendo eventuali cordoni morenici più meridionali: da Est verso Ovest gli scaricatori del ghiacciaio Tilaventino sono il Tagliamento, il Corno

PALEOVALLE DEL CORNO

La morfologia a grande scala del geosito puo essere apprezzata sia attraversandolo lungo la strada tra San Vito di Fagagna e Dignano, sia avvicinanadosi alla scarpate che lo delimitano, utilizzando cararreccie facilmente percorribili.

Sedimenti glaciali lungo un cordone morenico inciso da una strada presso Fagagna e particolare di un ciottolo con strie glaciali.

di S. Daniele, il Cormôr e il Torre. Durante le fasi del ritiro gli scaricatori avevano una portata molto maggiore di quella attuale e quindi una elevata capacità erosiva. Per questo motivo la **Paleovalle del Corno** è molto ampia, larga come l'attuale alveo del Tagliamento, proprio a evidenziare che le sue dimensioni non sono in equilibrio con l'attuale portata del piccolo fiume che la incide, ma sono il risultato di un fenomeno geologico del passato: il ritiro dei ghiacci dalla Pianura.

Le stesse considerazioni valgono per il Cormôr, nel tratto a Nord di Udine, che si percorre con l'ippovia, da Feletto a Cassacco. La paleovalle del Cormôr ha anche la caratteristica di essere terrazzata, ovvero il profilo della valle, tra la superficie della pianura e la quota dell'alveo del corso d'acqua non è regolarmente inclinato. È presente almeno una superficie sub orizzontale: in altre parole il profilo trasversale presenta uno o più "gradini". Queste morfologie sono il risultato delle variazioni del livello del mare, che rappresenta il livello di base per i corsi d'acqua in pianura: ogni variazione del livello del mare determina un aggiustamento del profilo di equilibrio in termini o di sovralluvionamento (aumento dei detriti sedimentati) o di incisione dei depositi alluvionali. Il risultato finale è una valle terrazzata. Un altro esempio molto chiaro si ritrova tra Meduno e Sequals (*vedi anche il geosito: Terrazzi fluviali del Torrente Meduna*).

Ma ci sono ancora ghiacciai in Friuli? L'elenco dei ghiacciai italiani, consultabile sul sito del Comitato Glaciologico Italiano riporta alcuni piccoli ghiacciai sia sul Canin (**Conca glaciale**

del Monte Canin) che sul Montasio (**Conca glaciale dello Jôf di Montasio**). Sono ghiacciai di modestissime dimensioni, posti a quote attorno ai 2100-2200 sul Canin e ancora inferiori (1900-2000 m) per il Montasio: sono quindi i più bassi delle Alpi.

La loro sopravvivenza è legata al fatto che il massiccio del Canin rappresenta una delle prime barriere orografiche che sbarrano la strada alle masse d'aria umida provenienti dall'Adriatico. Quindi il massiccio del Canin è un'area a elevata piovosità e intense precipitaziono nevose in inverno. Il Ghiacciaio del Montasio è alimentato invece prevalentemente dalle valanghe che provengono dalle pareti sovrastanti. Tutti e due i ghiacciai sono posti sul versante settentrionale dei massicci montuosi, che, in questo modo, li proteggono dall'insolazione diretta per gran parte della giornata.

Le osservazioni e le misure effettuate a partire dalla fine dell'Ottocento mostrano che questi ghiacciai sono in costante ritiro e che la loro superficie si va via via riducendo, anche se basterebbero pochi inverni di intense precipitazioni per invertire la tendenza.

Al centro dell'immagine la conca glaciale del Canin. In primo piano l'altopiano dl Foran del Muss, fortemente carsificato, successivamente depositi morenici. Sulle pareti subverticali si nota una netta differenza di colore: alla base le pareti sono chiare, perché sono rimaste coperte dal ghiaccio sino a un secolo fa. Al di sopra sono più scure in quanto libere dai ghiacci da più tempo e quindi sono maggiormente alterate.

a sinistra - Il ghiacciaio del Montasio con la grande morena frontale.

CONCA GLACIALE DELLO JÔF DI MONTASIO E DEL MONTE CANIN

Il ghiacciaio del Montasio è osservabile dallo Jôf di Somdogna. Per raggiungere la morena frontale si può percorrere il sentiero attrezzato "Anita Goitan" a partire dal Bivacco Stuparich (alta Val Saisera). La conca glaciale del Canin è raggiungibile tramite il sentiero escursionistico CAI 632 a partire dal Rifugio Gilberti (stazione a monte della funivia) in direzione di Sella Grubia.

* Testimonianze dirette ed indirette della presenza di antichi ghiacciai (e dei loro piccoli lembi residui) punteggiano il nostro territorio e lo caratterizzano soprattutto con l'Anfiteatro Morenico del Tagliamento.

Camminando per il Carso

Concrezioni sulla parete sinistra della Grotta Gigante.

Nell'immaginario collettivo il Carso è un'arida e inospitale pietraia bucherellata da grotte nel cui interno scorre il misterioso, inafferrabile, impetuoso, fiume sotterraneo Timavo. In verità chi lo visita si imbatte in un altopiano vicino al mare, intensamente vegetato, diffusamente abitato, morbidamente collinare.

Il paesaggio carsico va quindi interpretato. Ampie e profonde doline si alternano a minute depressioni, qua e là bianchi affioramenti rocciosi interrompono i mille verdi della vegetazione, aspre superfici calcaree minutamente incise da *karren*, *kamenitze*, *sinkhole* (forme che verranno descritte più avanti), si alternano a pietraie, a prati, a boschi e boscaglie. All'interno colline incise da occasionali ruscelletti, verso la costa falesie e dirupi strapiombanti. Ai lati laghi e forre. Insomma un paesaggio complesso come complesso è, in ultima analisi, il fenomeno carsico, risultato del potere corrosivo, sulle rocce calcaree, delle acque meteoriche e dall'anidride carbonica contenuta nell'aria, espresso da una formula chimica che quasi tutti noi conosciamo.

Il Carso Triestino, parte dal Carso Classico (Kras in sloveno, Classical Karst in inglese) è un altopiano calcareo che si estende per circa 700 km^2 tra Italia e Slovenia: rappresenta il luogo

Franco Cucchi
Furio Finocchiaro

itinerario 10

simbolo del carsismo, il luogo dove nacque - quasi due secoli fa - questo particolare ramo delle Scienze della Terra.

Per la sua collocazione geografica, tra le ultime propaggini orientali della Catena Alpina e le prime nord-occidentali della Catena Dinarica, tra l'Adriatico e i bacini continentali danubiani, rappresenta un ambiente naturale di raccordo tra ecosistemi differenti: alle specificità geomorfologiche e idrogeologiche si affiancano anche aspetti vegetazionali, faunistici, architettonici, storici e culturali che rendono il Carso un territorio di grande valore ambientale e culturale.

Un percorso che ci permetta di apprezzare la bellezza dei fenomeni carsici e di percepire le particolarità dell'idrologia di un'area carsica, deve partire dalle Grotte di S. Canziano (*Skocjanske Jame*, in Slovenia) e terminare a S. Giovanni di Duino, seguendo in superficie il presunto percorso del Fiume Timavo. Così si potranno osservare doline, *polje*, affioramenti, *karren*, ingressi di cavità, insomma tutte le forme che, a varia scala caratterizzano il paesaggio carsico.

Molto diverso è il paesaggio fluvio-carsico delle Val Rosandra, dove processi carsici, processi fluviali, geologia e tettonica contribuiscono a formare un ambiente fisico unico.

La superficie dell'altopiano è costellata da tutte le tipologie di forme carsiche, sia epigee che ipogee, dalle dimensioni talora spettacolari e le doline sono una costante del paesaggio. La morfologia degli affioramenti presenta una vasta gamma di forme di corrosione carsica, dai *karren* ai crepacci. Particolarmente diffusa la presenza di cavità: sono oltre 5000 quelle che si aprono nel territorio della provincia di Trieste, dalle caverne suborizzontali, spesso importanti per i ritrovamenti archeologici, ai sistemi carsici complessi.

Oltre a questi aspetti geologici e geomorfologici il Carso presenta punti di interesse per i paleontologi, in quanto è frequente osservare, anche con una semplice lente, alveoline e nummuliti nei calcari terziari, rudiste e altri lamellibranchi in quelli mesozoici. Recentemente presso Duino, è stato ritrovato lo scheletro, praticamente completo di *Tethyshadros insularis*, un dinosauro adrosauride della fine del Cretaceo.

Il percorso proposto si snoda lungo l'intera provincia di Trieste, dapprima lungo il margine verso mare dell'altopiano, poi lungo aree più interne, fino ad addentrarsi nel Carso Goriziano. Da un punto di vista paesaggistico è un percorso spettacolare ed aperto, che coglie molti dei peculiari aspetti del carsismo. Il territorio è attraversato da una fitta rete di sentieri estremamente facili, senza grandi dislivelli e sono quindi possibili numerose varianti e deviazioni; inoltre l'area, proprio in quanto fortemente antropizzata, ha frequenti punti di ristoro, trattorie, osmize, agriturismi e locande. L'itinerario è adatto a escursionisti di tutte le età.

Un discorso a parte riguarda le aree interessate dalle vicende belliche della Prima Guerra Mondiale, durante la quale per più di due anni si sono fronteggiati l'esercito italiano e quello austriaco in un'estenuante guerra di trincea. Molte delle opere, alcune delle quali di alta ingegneria, sono ancora ben visibili in quasi tutto il Carso occidentale. A ricordare quell'immane sacrificio di vite umane rimane il grande sacrario di Redipuglia e vari altri piccoli cimiteri che conservano i resti dei caduti dei due eserciti.

La landa carsica tra il Monte Cocusso e Basovizza.

Alla ricerca del Timavo

Il Carso è un territorio ricco anche di beni archeologici, dalle caverne interessate da scavi già alla fine dell'800, ai resti della civiltà dei castellieri. Lungo la costa, soprattutto nella zona delle risorgive del Timavo (il *lacus Timavi* di Virgilio), sono frequenti le testimonianze del periodo romano (edifici pubblici, strade, cave di pietra, acquedotti).

Le *Grotte di San Canziano (Skocjanske Jame),* vicino al villaggio di Divača in Slovenia, a pochi chilometri da Basovizza**,** sono all'interno di un Parco Naturale e inserite fin dal 1986 nella lista UNESCO dei beni naturali patrimonio dell'umanità. Qui le acque del *Reka*, fiume che nasce alle pendici del Monte Nevoso (*Snežnik*) in Croazia a 55 km di distanza, sono inghiottite dalle rocce calcaree. L'inghiottitoio si apre a 9 km dal limite stratigrafico tra il Flysch eocenico e i calcari paleocenici ed è l'inizio di un sistema complesso di cavità. Il fiume attraversa due brevi gallerie, scorre sul fondo di due doline di crollo (*sinkhole*; la maggiore delle due, la Velika dolina, è profonda ben 163 m), entra in una galleria lunga più di 2 km e mezzo, larga dai 10 ai 90 m (nel punto massimo 140 m). Lo sviluppo totale delle Grotte, con le gallerie laterali e i rami attualmente non attivi, come il Ramo del Silenzio, supera i 6 km. Le acque del Reka scompaiono in un sifone nel Lago Morto, l'ultima caverna delle grotte di San Canziano, e tornano alla luce dopo un percorso di circa 40 km in linea d'aria nelle sorgenti del Timavo a S. Giovanni di Duino, praticamente a livello del mare.

Il rientro dalle Grotte di San Canziano in Italia avviene attraverso il valico di Lipiza-Basovizza: in Italia la strada corre lungo il limite fra rocce calcaree di età cretacea e altre, sempre calcaree, di età paleocenica, evidenziato anche dal variare del paesaggio carsico. Verso Est, le pendici del Monte Concusso sono caratterizzate da un carso quasi coperto, con limitati affioramenti poco sporgenti dal terreno di calcari grigio scuri, fittamente stratificati, in cui è facile riconoscere, con una lente, nummuliti e alveoline, tipici foraminiferi paleocenici.

Piccole forme di corrosione in calcari cretacei nel Bosco Igouza.

PASSAGGIO CRETACEO-TERZIARIO PRESSO PADRICIANO

Il geosito si apre nella scarpata stradale della Grande Viabilità Triestina; pertanto è osservabile ma non accessibile.

A Ovest della provinciale, questi fossili non si trovano più, muta la tipologia dei calcari, che sono grigio chiari, a strati potenti anche più decine di centimetri, con affioramenti più evidenti, con blocchi ben sporgenti dal terreno e piccole forme di corrosione come le *kamenitze*. E soprattutto si riconoscono i frammenti circolari o ellissoidali del diametro di 2-3 cm delle rudiste, i fossili tipici dei calcari di piattaforma del Cretaceo superiore.

Anche sul Carso Classico è quindi possibile individuare il limite tra le rocce del Mesozoico, cui appartiene il Cretaceo, e quelle del Cenozoico, ovvero individuare il limite stratigrafico conosciuto ai non geologi soprattutto per essere il "momento geologico" dell'estinzione dei dinosauri e di circa il 70 % delle altre specie viventi. Lungo il percorso proposto la copertura vegetale impedisce di individuare il punto esatto del limite K/T, che invece è più facilmente individuabile presso Padriciano (**Passaggio Cretaceo-Terziario presso Padriciano**) e in altri siti del Carso.

E tra San Canziano e San Giovanni di Duino qual è il percorso delle acque del Timavo? È per rispondere a questa domanda che nell'Ottocento è nata, a Trieste, la speleologia come disciplina scientifica.

La prima cavità italiana a valle delle Grotte di S. Canziano in cui si trova questo fiume sotterraneo è l'Abisso di Trebiciano, facilmente raggiungibile da Basovizza percorrendo una comoda pista pedonale e ciclabile.

Il fondo dell'abisso venne raggiunto per la prima volta nell'aprile del 1841: la grotta è stata, con i suoi 329 metri di profondità, per diversi anni la più profonda del mondo. Oggi 300 metri rappresentano una profondità modesta per uno speleologo, ma una grande avventura per chi speleologo non è. La scoperta della grande caverna in cui scorreva un ramo del Timavo fu di grande interesse, in quanto si sperava di riuscire, con una ardita galleria artificiale, a convogliare le acque sotterrane nell'acquedotto della città. Per misurare le altezze raggiunte dall'acqua all'interno della cavità vennero costruite scale fisse di corda, sostituite nel 1842 da scale in legno.

Alla fine del secolo scorso le scale in legno sono state sostituite da scale metalliche e chiunque, con una buona preparazione fisica ed esperienza di tecnica di via ferrata, guidato da uno speleologo, può scendere i pozzi e raggiungere la grande caverna dedicata a Lindner, il suo scopritore, sul fondo di una cavità che ha fatto la storia della speleologia. Ulteriori informazioni e notizie: http://www.sastrieste.it/SitoSAS/Trebi.htmlw

Percorrendo il sentiero CAI 3 verso Nord, si attraversa l'area del valico di Fernetti e dell'autoporto, per salire sul Monte Orsario e poi scendere verso il paese di Zolla, dominato dalla Rocca di Monrupino. La Rocca è l'unico esempio di "*tabor*", ovvero di collina fortificata della provincia di Trieste: dalla sua cima si può godere di una visione completa dell'altopiano carsico.

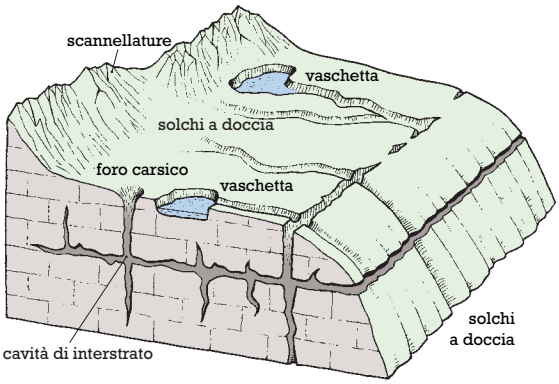
Verso il mare, appare tutta l'estensione dell'altopiano del Carso, con doline e campi solcati. La morfologia a grande scala evidenzia come il settore centrale dell'altopiano sia depresso

Un gruppo di speleologi si prepara a scendere nell'Abisso di Trebiciano dove, a 329 m di profondità, si incontrano le acque del Fiume Timavo.

Uno dei pozzi interni dell'Abisso di Trebiciano con le scale metalliche affiancate alla vecchie scale di legno (installate a metà Ottocento).

Monrupino: il torrione più grande, con la lapide dedicata ai caduti contro il fascismo.

Il torrione visto da Sud: è evidente la potente stratificazione quasi orizzontale e la ridotta fratturazione sub-verticale.



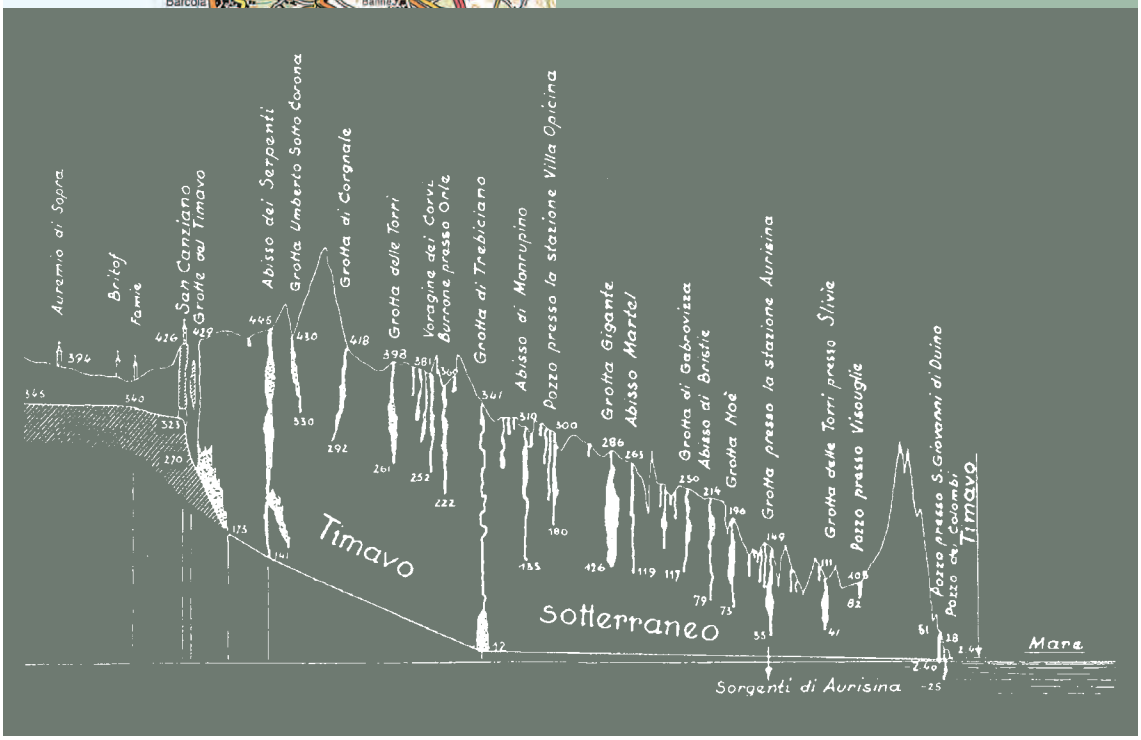
Alcune delle forme carsiche superficiali più diffuse.

mentre sia verso l'entroterra che verso l'Adriatico vi siano modesti rilievi. Secondo alcuni Autori del secolo scorso, questa struttura, che ricorda un'ampia valle fluviale, sarebbe il risultato del divagare di "paleofiumare" sulla superficie di spianamento miocenica, prima dell'instaurarsi dell'idrologia carsica sotterranea. Secondo altri, invece, è il risultato della corrosione differenziata avvenuta su rocce carbonatiche a caratteristiche petrografiche ed evoluzione geostrutturale diverse. I rilievi Nord-orientali (lungo il confine con la Slovenia), infatti, sono costituiti da calcari dolomitici e dolomie suborizzontali, meno carsificabili, mentre quelli verso il mare da calcari terziari a stratificazione inclinata e a solubilità ridotta. Nella parte centrale, quella più depressa, i calcari cretacei a rudiste, sono invece molto puri e risultano così il litotipo più velocemente corrodibile.

Ai piedi del colle su cui sorge la rocca, ben visibili anche dalla sommità, si trovano i **Torrioni di Monrupino**. Si tratta di grandi blocchi, alti più di 10 metri, costituiti da calcari molto resistenti alla degradazione che sono una testimonianza davvero unica in quanto relitti, rimasti isolati per l'azione dissolutiva delle acque meteoriche sulle rocce circostanti più solubili, delle antichissime superfici carsiche, molto più elevate di quanto non lo siano ai nostri giorni.

TORRIONI DI MONRUPINO E GROTTA GIGANTE

L'area dei torrioni si raggiunge a piedi, nelle immediate vicinanze della strada provinciale del Carso. Alla Grotta Gigante, nota cavità turistica, si accede dalla strada che collega la viabilità provinciale del Carso a Borgo Grotta Gigante. Nei dintorni sono diffusi ed estesi i campi solcati.



Schema del presunto percorso sotterraneo del Timavo, tratto dal volume di E. Boegan del 1938.

Da Monrupino, attraversando territori in cui affiorano i calcari del Cretaceo superiore e si sviluppano, in modo esteso e imponente, i fenomeni carsici, sia superficiali o epigei che sotterranei o ipogei, si raggiunge la **Grotta Gigante**.

I dépliant turistici definiscono la Grotta Gigante come la *caverna turistica più grande del mondo*, record certificato dai Guinness dei primati. Al di là del record, la Grotta Gigante (160x65x107 m circa) è uno splendido esempio di come complessi processi carsici ipogei (fiumi sotterranei, crolli, riempimenti argillosi) specie se protratti a lungo nel tempo, possano portare alla formazione di cavità di enormi dimensioni. Le pareti, i pavimenti e i soffitti della cavità sono ricchi di concrezioni stalagmitiche e stalattitiche talora imponenti come la Colonna Ruggero, alta 12 metri. Una particolarità della Grotta Gigante è di essere una stazione scientifica: alla fine degli anni Sessanta il prof. Marussi, illustre geodeta dell'Università di Trieste, vi costruì due pendoli orizzontali, strumenti sensibilissimi, unici al mondo, in grado di misurare i più lenti movimenti della crosta terrestre, sia di tipo ciclico quali le maree terrestri, che occasionali quali le nevi sulle Alpi e

La grande galleria della Grotta Gigante.

Forma carsica superficiale a "fungo" a Borgo Grotta Gigante.

le acque alte dell'Adriatico. Sul fondo sono stati anche installati, a cura dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Oceanografia (OGS), sismografi per la registrazione dei terremoti.

Fra i fenomeni carsici epigei, i *karren* sono la tipica forma dissolutiva originata dall'acqua piovana che scorre sulle superfici calcaree esposte. Le gocce, in funzione dell'inclinazione scorrono più o meno veloci, più o meno dirette; si organizzano in rivoli, rallentano serpeggiando, passano da laminari a turbolente, tornano laminari. Si parla di *carsismo dinamico*. Ne conseguono forme di dissoluzione dinamica le cui morfologie hanno ispirato i geografi: *karren* a isola, a pettine, a meandro, solchi...

Mentre scorrono le acque incontrano fratture aperte e penetrano nel sottosuolo dando origine a crepacci più o meno profondi, più o meno estesi, a loro volta spesso interessati da *karren* parietali. Se le acque si fermano in esigue depressioni, danno origine a vasche (*kamenitze*), a piccole incavature (gli alveoli). Ma allora si parla di carsismo statico. I *karren* sono quindi l'espressione più significativa del carsismo su superfici calcaree e sono presenti là dove affiorano rocce calcaree esposte agli agenti atmosferici: si rinvengono quindi in molti luoghi.

C'è solo l'imbarazzo della scelta nell'andare a *karren* nel Carso. I più rappresentativi e noti sono certamente i **Campi solcati di Borgo Grotta Gigante**, geosito a valenza internazionale ove le *kamenitze* raggiungono dimensioni e tipologia uniche in Europa e rare nel mondo. Più affioramenti, tutti suggestivi, costellano il fianco orientale di una grande dolina che si apre fra l'aerocampo e la stazione di Prosecco. L'area è particolare non solo per *karren*, crepacci e *kamenitze.* Piccoli torrioni a fungo, grotte scoperchiate (le cosiddette *roofless cave*), cavità a pozzo e a galleria, *grize*, in meno di 1 km^2 fanno la felicità del geomorfologo che deve solo stare attento a non calpestare le deiezioni di qualche mucca che da qualche anno usa le *kamenitze* come abbeveratoio (destino triste per un elemento geomorfologico così significativo...). Se poi l'escursio-

sopra - Un particolare dei campi solcati.
sotto - Una delle kamenitze di maggiori dimensioni.

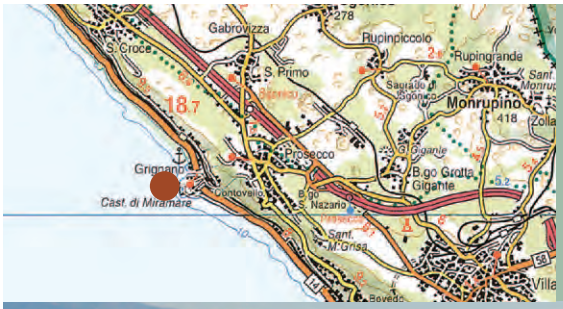
CAMPI SOLCATI DI SAN PELAGIO E GROTTA LINDNER

Il geosito è facilmente raggiungibile a piedi lungo il sentiero CAI 32 che parte dalla chiesa di San Pelagio.

nista ha nozioni di zoologia o botanica, può veramente dedicare un'intera giornata a vivere nel più classico degli ambienti carsici naturali. Ci si arriva dalla strada comunale Borgo Grotta-Prosecco, lungo una carrareccia.

Altra interessante passeggiata carsico-classica per *karren* e grotte è quella che si sviluppa seguendo il sentiero n. 32 che, dalla Chiesa di San Pelagio scende verso Sud-Ovest fra vigne e campi solcati, passando a fianco della Grotta Lindner, una fra le più belle e profonde cavità a galleria del Carso (**Campi solcati di San Pelagio e Grotta Lindner**). Anche qui, basta uscire di pochi metri dal sentiero, facendo attenzione alle caviglie, per divagare fra *grize*, *karren*, *kamenitze*, crepacci e fori carsici, in un paesaggio selvaggio e piacevolmente desolato. Nella Grotta Lindner, sono chiusi al passante l'ampio portale e il pozzo secondario di accesso alla cavità, non ai pipistrelli e agli altri abitanti delle grotte. Le visite sono regolate dal gruppo speleologico che ha in cura la grotta, il G.G. XXX Ottobre del CAI. Ci si arriva anche da Slivia, prendendo il sentiero n. 33, fra castellieri e altre cavità. Il Catasto delle Grotte del Friuli Venezia Giulia, al quale si accede dal sito dedicato, contiene tutte le informazioni sulle cavità note: ubicazione, descrizione, caratteristiche peculiari. È certamente il caso di visitare il sito prima di effettuare escursioni, ricordando però che in grotta si entra solamente con l'attrezzatura speleologica e con accompagnatori preparati, a evitare incidenti più o meno gravi.

Il sentiero n. 32 conduce verso Aurisina da cui si può raggiungere il sentiero n. 1, attraversare il bosco lungo il ciglione carsico per salire sulla Vedetta Slataper, presso Santa Croce, punto panoramico affacciato sul mare, che consente la visione dell'altopiano carsico e della sua



FRANA SOTTOMARINA DI MIRAMARE

Il geosito è facilmente raggiungibile a piedi perché si trova nel promontorio di Miramare.

Il promontorio di Miramare e la città di Trieste.

morfologia. Di fronte si apre il Golfo di Trieste, racchiuso tra la penisola istriana, la laguna di Grado e la foce dell'Isonzo (*vedi anche il geosito: Foce dell'Isonzo e Isola della Cona*). Sullo sfondo la città di Trieste, distesa su colline costituite dalla Formazione eocenica del Flysch (roccia terrigena composta da alternanza di marne e arenarie) che affiora in modo continuo lungo la linea di costa fino ad Aurisina.

Il promontorio di Grignano, sui cui si erge il castello di Miramare, uno dei luoghi simbolo della città, ha una particolarità geologica: vi affiorano voluminosi blocchi di calcare (olistoliti) che rappresentano il risultato di frane sottomarine che dal bordo della piattaforma carbonatica precipitavano nel bacino in cui stavano già sedimentando le torbiditi del Flysch: è la **Frana sottomarina (olistostroma) di Miramare**.

La strada che dalla sede municipale di Aurisina porta verso Sistiana si affaccia su alcune profonde cave a pozzo che si aprono praticamente all'interno dell'abitato. Queste cave sono conosciute come "cave romane" (*vedi anche "Le rocce che si usano" e il geosito: Cave romane di Aurisina*) e il nome testimonia l'antichissimo utilizzo. Sono infatti più di 2000 anni che queste pietre sono utilizzate nell'arredo e nella costruzione di edifici in ogni parte del mondo, dall'antica Roma alle stazioni delle metropolitane delle città di oggi.

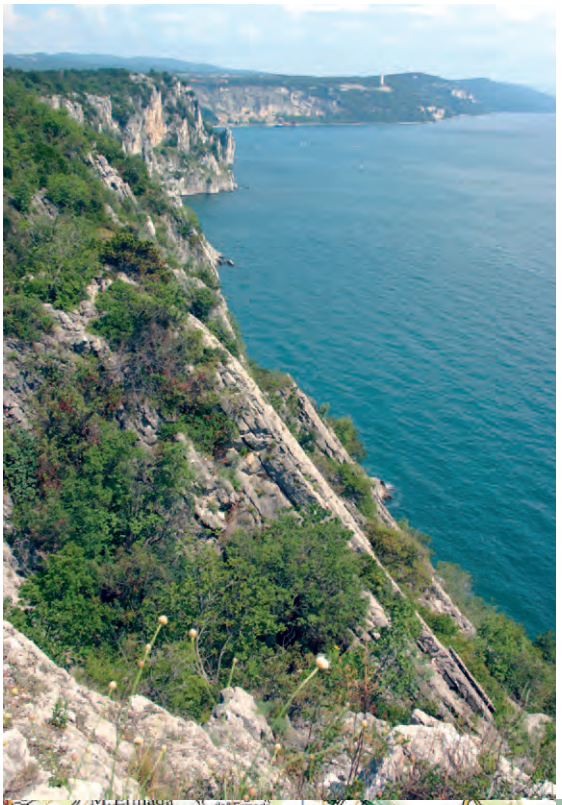
Fra le doline, forse la più rappresentativa è la vicina Velike Njive, con asse maggiore di più di 500 metri e asse minore di circa 400 m, profonda più di 60 metri dalla superficie dell'altopiano. Inserita in un territorio fortemente antropizzato, tra l'abitato di Aurisina, l'autostrada, la stazione e la linea ferroviaria, ha fondo piatto in terra rossa coltivata, da cui il nome sloveno, con una

vecchia ma funzionale cisterna per la raccolta dell'acqua. Lungo il lato orientale, a pochissima distanza dalle abitazioni, si apre l'imboccatura a pozzo della Grotta Nemec, una delle grotte "storiche", come testimoniato dal bassissimo numero del Catasto storico (75 VG). La grotta ha un pozzo di accesso di 27 metri, e all'interno si diramano due gallerie; la profondità complessiva è di 114 m per uno sviluppo totale di 400 m. Sul fianco settentrionale vi è un piccolo cimitero di guerra che conserva i resti di soldati dell'esercito dell'Impero Austro Ungarico, caduti durante la Prima Guerra mondiale.

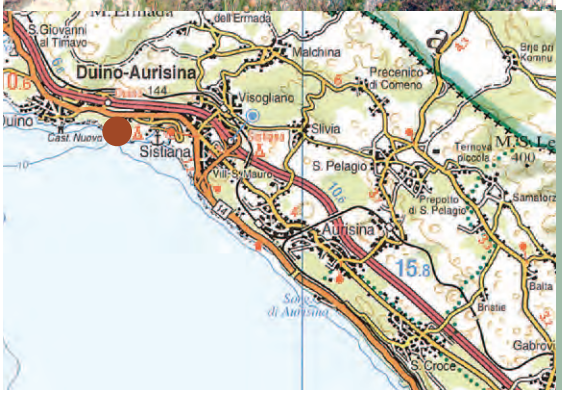
La dolina, la grotta, il fondo coltivato, il cimitero, gli edifici che la circondano, fanno di questo angolo del Carso un luogo dove si percepisce in modo intenso il paesaggio, che rappresenta un insieme degli stretti legami tra il territorio, la gente che ci vive, la Storia.

Da Aurisina, utilizzando sentieri e provinciali, si va verso Sistiana e il Sentiero Rilke che unisce l'orlo nord-occidentale della Baia di Sistiana con l'antica rocca di Duino. Il percorso, lungo poco più di 2 km, si snoda sull'orlo di una falesia alta 80-90 m sul mare. Gli strati calcarei subverticali sezionati da piccole faglie perpendicolari alla linea di costa, danno origine, per carsismo ed erosione differenziata, a pinnacoli, ripidi canaloni, lame, torrioni, creando un paesaggio di grande fascino (**Falesia di Duino**).

La falesia di Duino, vista dal sentiero Rilke verso Sistiana.



Il sentiero prende il nome dal poeta tedesco Rainer Maria Rilke che soggiornò, ospite dei principi della Torre e Tasso tra il 1911 e il 1912, nel castello di Duino e che frequentò questi luoghi. Al piede della falesia, sul fondale marino, fra depositi di crollo e sabbie "affiora" il Flysch, su cui la piattaforma carbonatica del Carso è sovrascorsa. Sempre sulla falesia, nel settore occidentale, poco al di sotto del livello marino è presente un solco di battente, testimonianza delle variazioni quaternarie del livello del mare direttamente collegate alle fasi glaciali.



FALESIA DI DUINO: CARSISMO, GROTTA DELL'ULTIMO DINOSAURO, SOLCO DI BATTENTE

Geosito complesso di grande interesse; l'accesso è facile, la falesia si sviluppa dalla Baia di Sistiana al porticciolo di Duino. L'orlo può essere in gran parte percorso seguendo il Sentiero Rilke.

RISORGIVE DEL FIUME TIMAVO E DINOSAURI DEL VILLAGIO DEL PESCATORE

Le bocche del Timavo sono facilmente accessibile in quanto emergono a ridosso della Strada Statale. La visita è resa agevole da facili tracciati e ponticelli, che si snodano attraverso l'articolato sistema sorgentizio. La ex-cava da cui provengono resti di dinosauri ed altri rettili del Cretaceo si trova poco a monte del Villaggio del Pescatore. Il sito paleontologico è sottoposto a tutela e l'accesso è regolamentato.

Lo scheletro dell'Adrosauro ritrovato presso il Villaggio del Pescatore.
Nel sito sono stati ritrovati anche altri resti di rettili fossili.

Anche a piccola scala la falesia consente l'osservazione di forme carsiche superficiali (specialmente *karren*, ma anche *kamenitze*, fori e alveoli di corrosione) di rara bellezza e sviluppo. Inoltre la falesia è contraddistinta dall'affiorare di rocce riccamente fossilifere e particolari dal punto di vista petrografico; fra queste ultime, speciale attenzione merita la successione litostratigrafica tardo cretaceo-paleocenica "condensata" (a indicare una successione di ridotto spessore che copre un lungo arco di tempo geologico). Un sottile livello a lenti discontinue di breccia calcarea da rosea a marrone (litologia che indica una fase di emersione), di bauxiti e di rarissime pisoliti vadose e depositi concrezionati a *gours* di una paleocavità cretacea denominata "La Grotta dell'Ultimo Dinosauro", precedono di pochi metri il limite K-T (Cretaceo-Terziario).

L'ex cava di calcare tra Duino e il Villaggio del Pescatore è un sito fossilifero di grande interesse. (**Dinosauri del Villaggio del Pescatore**) Qui nel 1994 è stato ritrovato lo scheletro praticamente completo di un dinosauro adulto (probabilmente un Adrosauro), denominato "Antonio",

sopra - Il fondo coltivato della dolina Velike Njive, dove si apre la Grotta Nemec.
sotto - Uno dei rami delle risorgive del Timavo e il tratto terminale verso il Golfo di Panzano.

di circa 4 metri di lunghezza, altezza di quasi un metro e peso di circa 700 kg, perfettamente conservato. Dallo stesso livello sono stati recuperati resti fossili di un altro dinosauro ("Bruno"), di un pterosauro e resti di pesci. Questi resti fossili si trovano all'interno di una lente di calcari laminati chiaro-scuri spessa circa 11 m, a sua volta inglobata in una breccia calcarea di età Cretaceo superiore (Santoniano-Campaniano).

I sedimenti laminati testimoniano un ambiente umido, prossimo al mare, formatosi durante il riempimento di una laguna da parte di materiale grossolano proveniente dalle zone limitrofe. In particolare, le lamine millimetriche chiaro-scure indicano un alternarsi di condizioni da ben a scarsamente ossigenate, queste ultime in relazione a fasi di stagnazione. Il sito, all'interno di una cava privata, è affidato in gestione ad una cooperativa che vi organizza visite guidate, soprattutto nei giorni festivi. Nel sito del Villaggio del Pescatore è esposto un calco del dinosauro, mentre lo scheletro originale di "Antonio" è esposto al Museo Civico di Storia Naturale di Trieste.

IL LAGO DI DOBERDÒ

Il lago è facilmente accessibile tramite alcuni sentieri e passerelle, che permettono di visitare le sponde e le sorgenti. A poca distanza, in una posizione panoramica, è posto il centro visite "Gradina" dotato di area espositiva, foresteria e ristoro.

Come detto, la speleologia scientifica nasce a Trieste nella seconda metà dell'Ottocento con un obiettivo ben definito: scoprire la provenienza e il percorso delle acque del Timavo che vengono alla luce a San Giovanni di Duino. Le sorgenti del Timavo consistono in quattro polle raccolte in tre "rami" da cui fuoriesce gran parte delle acque del bacino carsico del fiume: in media 35 m^3/s, con portate minime di 10 m^3/s e massime di 150 (**Risorgive del Fiume Timavo**). Le esplorazioni, molto complesse ed effettuate da parte di spelosubacquei, hanno messo in luce un articolato sistema di cavità allagate con più di 1500 m di sviluppo e profondità maggiori di 80 m.

L'aspetto paesaggistico varia sensibilmente al variare della portata che influenza la velocità e la torbidità con cui le acque fuoriescono dalle bocche. A portate moderate corrispondono flussi tranquilli, quasi laminari di acque verde azzurro, mentre le portate elevate sono contraddistinte da turbolenze, vortici, bolle d'aria e da acque giallastre per il materiale in sospensione.

Le sorgenti fanno parte dell'esteso areale sorgentifero del Carso Classico, una ventina di chilometri quadrati che comprende anche i laghi di Doberdò e di Pietrarossa, le paludi di Sablici, le sorgenti del Moschenizza-Locavaz, le sorgenti del Lisert e del Sardos-Randaccio. Si tratta di acque che provengono da acquiferi diversi ma interconnessi: in condizioni di magra, infatti, le risorgive e le altre sorgenti vengono alimentate anche dalle acque di falda dei fiumi Isonzo e Vipacco che lambiscono molto più a Nord l'altopiano carsico.

Dopo le sorgenti il fiume percorre meno di 2 km e sbocca nel Golfo di Panzano; il tratto iniziale, dato dal raccordo dei tre rami, anche se profondamente antropizzato per le opere di captazione dell'acquedotto di Trieste, ha una sua suggestiva bellezza ed è inserito in un'area di grande interesse archeologico e storico (Grotta del Mitreo, Villa e strada romana, Chiesa romanica di San Giovanni in Tuba, Monumento ai caduti della Prima Guerra Mondiale).

Il **Lago di Doberdò** (35 m s.l.m.) occupa il fondo di un vasto *polje* (depressione carsica, di origine tettonica), sul fondo del quale si trovano, durante le fasi di piena, le acque dell'acquifero carsico. Le rocce che lo circondano sono calcari e calcari dolomitici. La faglia di Colle Nero (i geologi la definiscono, in dettaglio, una linea tettonica a carattere inverso e trascorrente) delimita verso NE la depressione; l'area a settentrione è un "alto strutturale", rialzato di alcune centinaia di metri, e vi affiorano le rocce più antiche del Carso (calcari grigi a orbitolinidi di età Aptiano medio, verso la fine del Cretaceo inferiore). Il lago è temporaneo: ha regime variabile in funzione della piovosità e degli apporti ipogei provenienti da Nord (prevalentemente dal Fiume Isonzo, subordinatamente dal Fiume Timavo in piena), ed è anche possibile trovare il fondo della depressione carsica completamente asciutto. Una serie di sorgenti e di *estavelles,* cavità che funzionano alternativamente da sorgive e da inghiottitoi, consentono un habitat raro e protetto.

Il lago di Doberdò in differenti fasi del regime idrico.

La Val Rosandra

Ai bordi del Carso Classico, fa parte a sé la **Val Rosandra**: "La Valle", come la chiamano i triestini anche perché è l'unica della provincia. Si tratta di una valle carsica, una profonda forra incisa in calcari cenozoici, percorsa da un breve torrente la cui esistenza all'interno di un ambiente carsico è legata alla relativa giovinezza del processo di formazione e dal prevalere degli effetti erosivi (fluviali) su quelli dissolutivi (carsici), complici anche le quote del torrente prossime al livello del mare. La sua affascinante morfologia dipende dal compenetrarsi di calcari, arenarie e marne e dall'assetto strutturale a pieghe e sovrascorrimenti.

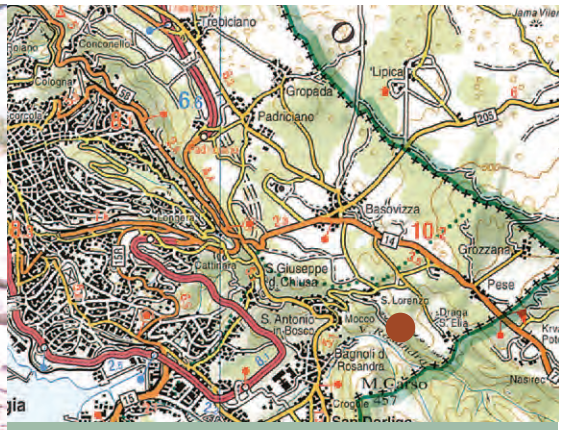
La parte morfologicamente più interessante, lunga poco più di 1 km, inizia proprio in corrispondenza del piazzale davanti al Rifugio Premuda (Bagnoli Superiore) e presenta le tipiche forme dell'erosione fluviale in roccia quali meandri incassati e profonde marmitte. Di fronte al rifugio, dall'altro lato del torrente si può notare un'alta parete subverticale, incisa in alluvioni antiche e depositi di versante cementati. La sequenza dei livelli, con ampie varietà granulometriche, testimonia intense fasi di trasporto, alternate a fasi di dinamica fluviale più attenuate e a fasi di crollo. L'evoluzione temporale di processi fluviali e gravitativi così diversi per intensità testi-

Vista della Val Rosandra: sullo sfondo la Baia di Muggia.

monia come il variare delle fasi climatiche quaternarie e i processi di neotettonica influenzino i processi di accumulo dei sedimenti.

Dal piazzale antistante la Chiesetta di Santa Maria in Siaris si può osservare il versante destro della Val Rosandra. È caratterizzato da due ampi gradoni, conseguenze di una serie di linee tettoniche (faglie inverse a basso angolo) che hanno portato i calcari cenozoici ad alveoline e nummuliti a sovrascorrere sulle arenarie e marne (Flysch) eoceniche. Le due formazioni hanno erodibilità molto diversa e l'incisione del torrente ha provocato un versante a gradoni.

Poco prima di raggiungere il paese di Botazzo, in basso a sinistra, si può notare una cascata (con un salto di circa 30 m) che coincide con il limite tra gli affioramenti carbonatici e il sovrastante Flysch. Botazzo giace infatti sul nucleo di una sinclinale in Flysch. Il passaggio tra terreni fortemente permeabili per fratturazione e carsismo a terreni impermeabili corrisponde a un allargamento della valle e a un netto cambiamento del paesaggio.



VAL ROSANDRA

È un geosito complesso, che presenta numerosi punti di interesse e che può essere raggiunto comodamente in automobile e visitato facilmente a piedi o in bicicletta attraverso i diversi percorsi e sentieri indicati e attrezzati.

Un particolare delle forme di erosione fluviali nella Val Rosandra.

Il fianco destro della Val Rosandra, tra la cima del Monte Stena e la vecchia linea ferroviaria, è caratterizzato da imponenti fenomeni di carsismo ipogeo. In un'area molto limitata, inferiore al mezzo chilometro quadrato, sono state scoperte ed esplorate più di 100 cavità. Lo studio morfologico di queste grotte ha permesso di ricostruire la complessa storia dell'evoluzione carsogenetica dei reticoli idrici sotterranei.

Tra le più estese e famose la grotta "Gualtiero Savi", la grotta "Martina", la "Fessura del Vento" e la grotta "delle Gallerie", importante per i ritrovamenti archeologici. Quest'ultima cavità è l'unica che possa essere, in parte, visitata anche con una semplice lampadina (ma facendo sempre molta attenzione: è sempre opportuno andare in grotta accompagnati da speleologi).

Dalla vedetta di San Lorenzo si può osservare un buon tratto della Val Rosandra e il versante occidentale del monte Carso, un rilievo carbonatico con la cima tondeggiante, a struttura anticlinalica. Il suo versante settentrionale, verso il monte Stena, è complicato dalla presenza di una

Il Crinale e Santa Maria in Siaris.

linea di faglia (la "Faglia del crinale") che lo separa dai rilievi su cui sorge la chiesetta di Santa Maria in Siaris. In particolare il blocco su cui sorge la chiesa è un corpo di frana di scivolamento planare in roccia, di forma grosso modo triangolare, ben riconoscibile proprio dalla sovrastante nicchia di frana, di forma analoga.

Verso San Dorligo della Valle un sovrascorrimento mette nuovamente in contatto tettonico le rocce carbonatiche con il Flysch. Sugli affioramenti che circondano la vedetta sono distinguibili a occhio nudo grosse alveoline, i foraminiferi più tipici dei calcari cenozoici.

La cascata poco prima di Botazzo.

* In tutto il mondo i fenomeni carsici prendono il nome proprio dal territorio alle spalle di Trieste: rocce bianche scolpite dall'acqua, grotte, fiumi sotterranei.

Una galleria concrezionata all'interno della grotta "Gualtiero Savi".

Un paesaggio unico: la Fascia delle Risorgive

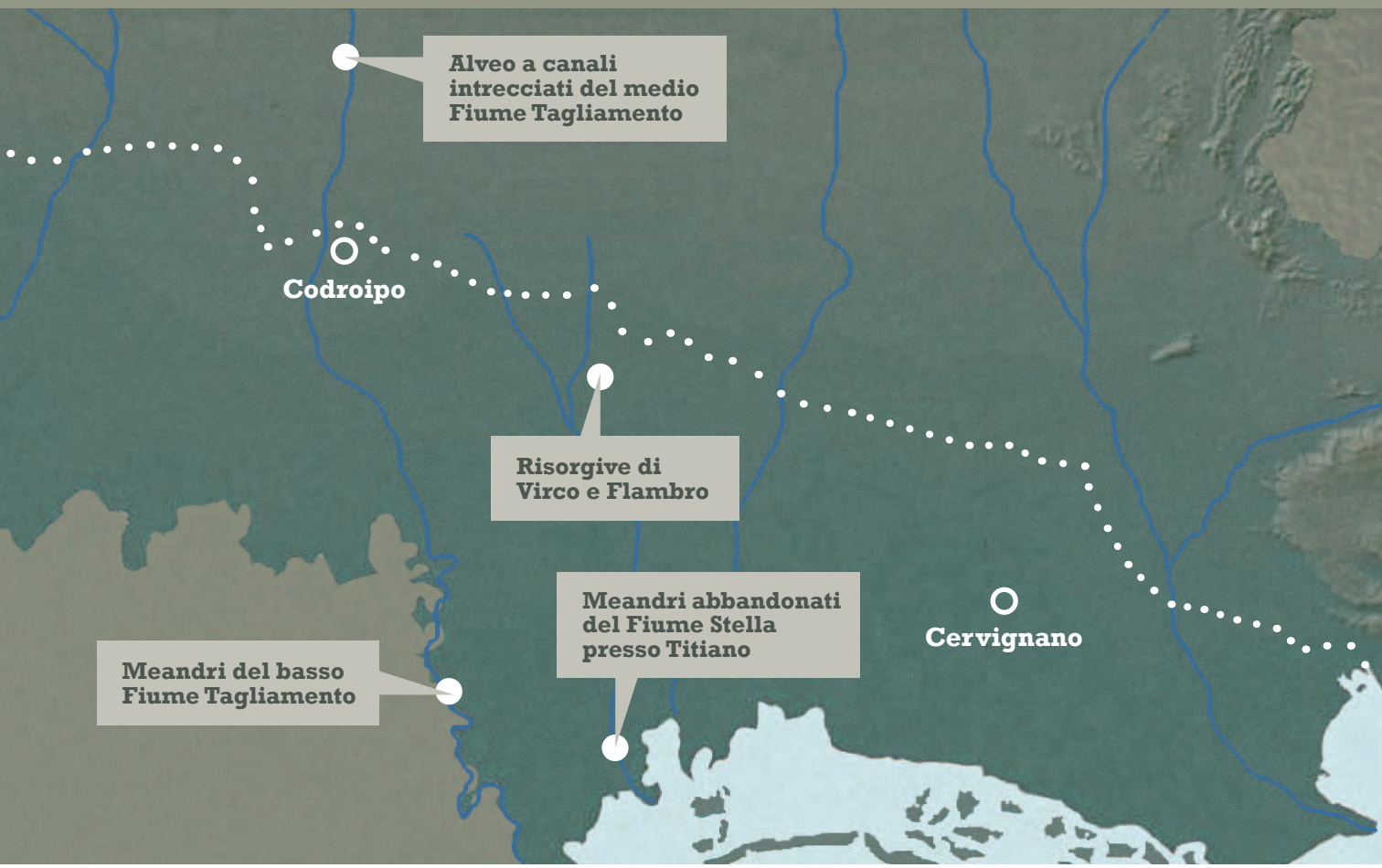
Lo Stella, il più importante fiume di risorgiva, tra Pocenia e Teor. Vista verso Nord con, sulla sfondo, le Prealpi Carniche.

La Pianura Friulana è divisa in Alta Pianura e in Bassa Pianura da una zona stretta e allungata, chiamata "Fascia delle Risorgive", che può essere definita semplicemente il "troppo pieno" delle acque sotterranee contenute negli acquiferi del sottosuolo. Le ghiaie e le sabbie dell'Alta Pianura sono sedimenti grossolani, molto permeabili e hanno un elevato spessore: da poche decine di metri in prossimità dei rilievi prealpini fino a parecchie centinaia di metri più a meridione. Questo enorme "materasso alluvionale" contiene quindi tutte le acque che in esso si infiltrano, che percolano nel sottosuolo e riempiono tutti i vuoti tra un granulo e l'altro (porosità). Si genera così una falda freatica continua all'interno di numerosi orizzonti ghiaioso-sabbiosi, la cui altezza, in equilibrio con la pressione atmosferica, è variabile con la stagione e con la piovosità.

Ma nella parte più meridionale della pianura friulana (la Bassa Pianura), i sedimenti grossolani sono alternati a orizzonti di sedimenti argilloso-limosi, la porosità complessiva dei sedimenti diminuisce, la falda freatica continua che caratterizza l'Alta Pianura si suddivide in più falde artesiane, ovvero falde che contengono acque in pressione per carico idrostatico a monte, a quote più elevate. La porzione più superficiale della falda freatica riemerge invece, in superficie,

Furio Finocchiaro

itinerario 11

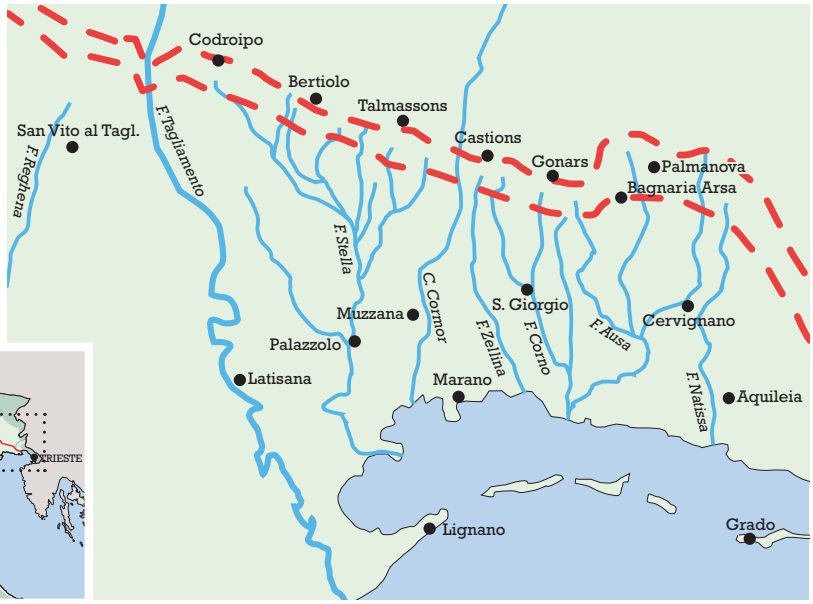


lungo la Fascia delle Risorgive, dando origine a una serie di corsi d'acqua (fiumi di risorgiva) che rendono l'ambiente e il paesaggio della Bassa Pianura completamente diverso da quello dell'Alta Pianura.

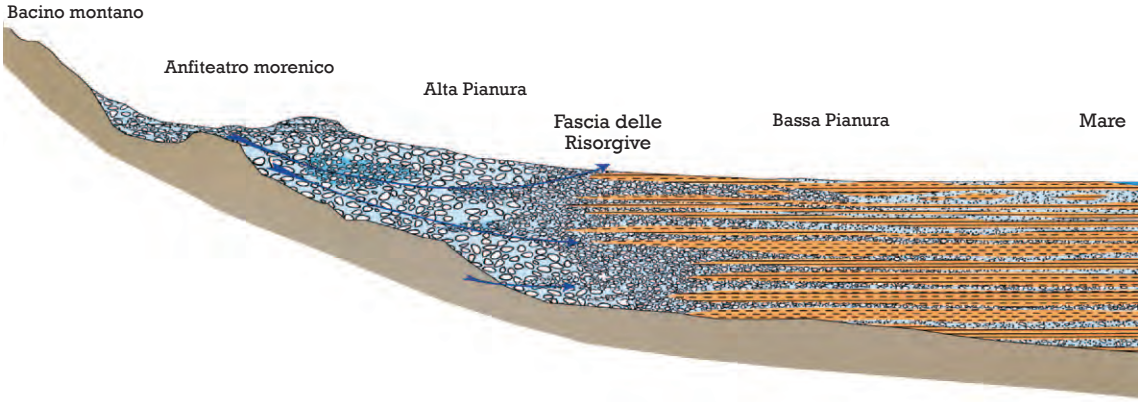
In Friuli Venezia Giulia la Fascia delle Risorgive inizia a settentrione di Pordenone (Cordenons) e taglia obliquamente tutto il territorio della regione, passando poco a Sud dell'allineamento Codroipo-Palmanova, fino a raggiungere la parte più meridionale della provincia di Gorizia.

Per cogliere l'importanza ambientale di questa fascia, basti pensare che recenti studi hanno stabilito che nel computo totale del bilancio idrico della nostra Regione, il valore di portata media annua delle acque che fuoriescono dalla Fascia delle Risorgive è di circa 130 m^3/s. Si tratta di una fascia piuttosto netta, la cui ampiezza può variare: il limite inferiore (verso Sud) è dato dall'affioramento, quasi continuo, di livelli impermeabili. Quello superiore, invece, dipende soprattutto dalla portata della falda (maggiore è la portata e più il limite si sposta verso settentrione). In Friuli l'ampiezza varia, normalmente, fra le poche centinaia di metri e il chilometro, mentre la lunghezza totale dalle pendici del Cansiglio al Monfalconese è di circa 80 km.

L'andamento delle Fascia delle Risorgive tra il Tagliamento e l'Isonzo.



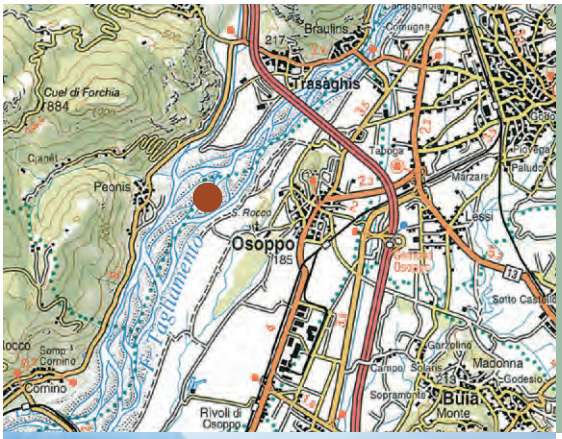
La Fascia delle Risorgive in Pianura Padana.



Sezione idrogeologica semplificata della Pianura Friulana da Nord verso Sud. In celeste i depositi alluvionali ghiaiosi e sabbiosi in cui risiedono la falda freatica, a Nord delle risorgive e i sistemi degli acquiferi artesiani. In arancione i depositi limoso-argillosi impermeabili. In beige le rocce pre-Quaternarie. Le frecce indicano le direzioni preferenziali di deflusso.

Queste differenze nella granulometria dei depositi del sottosuolo sono a loro volta la conseguenza del diverso comportamento idraulico e sedimentologico dei corsi d'acqua dai bacini montani alla foce. Prendiamo come esempio il corso del Tagliamento: alvei torrentizi in montagna, ingombri di ghiaie grossolane, blocchi e massi, con acque veloci e impetuose. Alvei più larghi, ancora ghiaiosi lungo le valli alpine più ampie, per arrivare agli amplissimi alvei a canali intrecciati a Sud delle Prealpi e al largo alveo sabbioso e meandreggiante della pianura a Sud dell'autostrada: (*vedi anche "Il viaggio nascosto dell'acqua"*). È soprattutto la pendenza, che diminuisce progressivamente dalle valli alpine, alla pianura, alla piana costiera che condiziona la velocità della corrente, la sua capacità di trasportare/depositare clasti di differenti dimensioni e, in ultima analisi, la forma dell'alveo. Oltre alla pendenza il comportamento idraulico dei corsi d'acqua è condizionato dalla portata liquida, quindi dal clima (in particolare dalla piovosità) ma anche dalla "portata solida" e dalla repentinità delle piene.

La progressiva diminuzione delle dimensioni medie dei clasti (granulometria) che compongono gli alvei fluviali condiziona la porosità dei depositi, ovvero il rapporto tra lo spazio occupato dai clasti e lo spazio che rimane vuoto e che può essere occupato dall'acqua d'infiltrazione.



ALVEO A CANALI INTRECCIATI DEL MEDIO FIUME TAGLIAMENTO

Il geosito è facilmente raggiungibile da diverse piste (non percorribili in auto!) che scendono nell'alveo e che si dipartono dalla rete stradale principale. La morfologia fluviale è particolarmente apprezzabile dai rilievi circostanti (Colle di Osoppo, Monte Cuar, Monte San Simeone).

Le morfologie a canali intrecciati dell'alveo del Fiume Tagliamento nell'Alta Pianura Friulana.

A loro volta valori elevati di porosità sono uno degli elementi che fanno sì che i depositi grossolani (sabbie e ghiaie) siano permeabili, ovvero possano essere facilmente attraversati dall'acqua.

La porzione di pianura più settentrionale (l'Alta Pianura) è caratterizzata quindi da un alveo del Tagliamento amplissimo, ma quasi mai riempito completamente dalle acque **(Alveo a canali intrecciati del medio Fiume Tagliamento**). Di regola le acque occupano solo le porzioni più basse dell'alveo (alveo di magra) ovvero canali larghi da qualche metro a una decina di metri che si incrociano tra di loro e si alternano a zone leggermente più elevate (barre). Solamente durante i periodi di piena l'intero alveo viene occupato completamente dalle acque (alveo di piena). Al diminuire della portata le acque si ritirano nuovamente nelle aree più depresse a formare un nuovo reticolo di alvei di magra, nuovamente intrecciati, ma in modo diverso da come lo erano in precedenza. Questo tipo di alveo che si definisce "alveo a canali intrecciati" (in inglese *braided river*) si forma quindi per un continuo processo di erosione delle rive e sedimentazione di corpi sabbioso-ghiaiosi, detti "barre", al variare della portata liquida.

Il corso del Tagliamento è caratterizzato da alvei "braided" già a monte della stretta di Pinzano, e questo tipo di paesaggio caratterizza il suo corso sino a Varmo e Morsano al Tagliamento. A Sud di queste due località il corso del fiume si restringe sensibilmente, si forma un canale unico, ampio all'incirca 150 m, in cui inizia a meandreggiare un unico canale di magra. Ancora più a Sud, a partire da Ronchis, l'intero alveo inizia ad avere un andamento fortemente sinuoso, meandreggiante (**Meandri del basso Fiume Tagliamento**), caratterizzato da sedimenti granulometricamente più fini come sabbie e fanghi, anche se possono essere ancora presenti ghiaie.

L'andamento meandreggiante del Fiume Tagliamento diviene evidente all'altezza di Ronchis.

MEANDRI DEL BASSO FIUME TAGLIAMENTO

Il geosito si può osservare dal viadotto autostradale Trieste-Venezia e si può raggiungere in macchina percorrendo la strada sterrata che da Ronchis risale l'argine del fiume. In ogni caso tutto il tratto del corso fluviale attorno a Latisana è ricco di meandri.

Va infine ricordato che i depositi alluvionali della pianura nascono dalle divagazioni degli alvei fluviali sulla pianura stessa, da ripetuti episodi di inondazioni, protrattisi per centinaia se non migliaia di anni. Quando il fiume esonda, ovvero esce dall'alveo, solitamente deposita sedimenti sabbiosi nelle immediate vicinanze dell'alveo di magra, a formare argini naturali, mentre la piana alluvionale circostante viene ricoperta da sedimenti ancora più fini, limosi. Si viene a formare quindi un mosaico di depositi in cui prevale la progressiva diminuzione della granulometria da Nord a Sud, legata alla pendenza generale del territorio, ma anche con variazioni laterali, in senso Est-Ovest.

Al variare della piovosità stagionale, l'altezza (quota sul livello del mare) dalla falda freatica varia di alcuni metri e queste variazioni, in un'area di pianura con una pendenza minima (pochissimi metri per chilometro), provocano, a loro volta, uno spostamento dei punti di emersione in superficie delle acque di falda. Per questo è più corretto parlare di "Fascia delle Risorgive" invece di "Linea delle Risorgive".

Il fenomeno delle risorgive caratterizza tutta la pianura Padana, soprattutto nel settore fra Alpi e Po, ma è in Friuli che sono ancora conservati lembi con un significativo grado di naturalità.

Dal punto di vista idro-morfologico, la Fascia delle Risorgive è caratterizzata da polle, piccole depressioni nel terreno da cui fuoriesce l'acqua, talora con una certa energia e turbolenza che porta alla formazione di bolle, come se l'acqua fosse "gassata". Sul fondo delle polle si formano anche piccolissimi accumuli di sabbia. Queste piccole depressioni del terreno, all'inizio appena percettibili, vengono ampliate e approfondite dalla stessa fuoriuscita delle acque di falda. L'acqua che defluisce dalle polle si riunisce in rii, piccoli canali di raccolta, che confluiscono in canali collettori che, progressivamente, si uniscono nel formare un fiume di risorgiva. È comprensibile che queste abbondanti venute d'acqua poste al limite meridionale di un'area (l'Alta Pianura) che

invece è spesso arida (come nei magredi, *vedi anche il geosito: Conoide e Magredi dei Torrenti Cellina e Meduna*), siano fondamentali per gli insediamenti dell'uomo. Molto spesso, in Friuli, ma soprattutto in Lombardia e fin dal Medioevo, la fuoriuscita delle acque veniva facilitata approfondendo le zone da dove fuoriesce l'acqua e creando l'inizio di canali o deviando le acque della zona delle risorgive in canali artificiali (rogge) sulle cui rive venivano costruiti mulini.

Le piccole differenze morfologiche in queste zone portano comunque ad avere zone relativamente elevate, che difficilmente vengono ricoperte dalle acque, i cosiddetti prati stabili, e zone progressivamente più depresse: prati umidi, torbiere, laghetti di risorgiva.

Esiste quindi un mosaico di ambienti, legati a processi sedimentologici (soprattutto alla granulometria dei depositi) che controllano il fenomeno idrogeologico della fuoriuscita e del pro-

L'andamento lievemente sinuoso di un canale all'interno del Parco delle Risorgive presso Codroipo.

gressivo incanalamento dell'acqua, che a sua volta determina la diversificazione degli habitat. Inoltre le acque delle risorgive hanno, per la loro natura una portata abbondante e costante e una temperatura di circa 10°-12°. Questa temperatura relativamente bassa ha fatto sì che negli ambienti di risorgiva siano presenti specie vegetali che si trovano solitamente a quote decisamente più elevate (definite "relitti glaciali", come *Pinguicula alpina* o *Primula farinosa*) perché sono tipiche di un clima molto più fresco dell'attuale. Si sono stabilizzate in zona durante l'ultima avanzata glaciale (*Last Glacial Maximum*, circa 22.000 anni fa), poi con il progressivo aumentare della temperatura il loro ambiente ottimale si è spostato progressivamente più a settentrione e a quote più elevate, ma si ritrovano nella Fascia delle Risorgive, proprio per il particolare microambiente causato da una elevata quantità d'acqua a temperatura relativamente costante (e "fresca" in estate).

RISORGIVE DI VIRCO E FLAMBRO

Il geosito è facilmente raggiungibile a piedi con brevi deviazioni dalla rete viaria dei vicini centri abitati.
Dalla località Molini Braida si sviluppa un breve percorso didattico.

Risorgive di Virco e Flambro: un'area paludosa, di recente ripristino, che sta evolvendo a torbiera presso il Molino Braida.

Gli estesi riordini fondiari del secolo scorso hanno trasformato la morfologia di gran parte della zona delle risorgive, adattando il reticolo naturale dell'area in un reticolo artificioso, finalizzato all'agricoltura intensiva. Ovviamente rimangono alcune zone in cui si possono ritrovare, sia pure a tratti, gli ambienti e la vegetazione originaria. Molti di questi luoghi sono diventati "Biotopi" per salvaguardare la biodiversità, ma soprattutto quelli più piccoli non riescono a garantire un quadro morfologico e idrologico tipico di un ambiente di risorgiva. Inoltre la presenza di rogge e canali, la ricchezza di vegetazione rendono complesso accedere a queste aree, che rimangono piccole oasi di specie protette, circondate dalla pianura intensamente modificata e rettificata dai riordini fondiari o nel caso del biotopo più meridionale (Risorgive Schiavetti presso Monfalcone) circondato da un territorio fortemente urbanizzato e industrializzato.

Le aree più vaste e meglio conservate sono senza dubbio quelle del "Parco delle Risorgive". Per attraversare la zona delle risorgive l'itinerario ideale parte da Codroipo, dal Parco delle Risorgive immediatamente a Sud del paese. Di fatto la Linea delle Risorgive corre parallela, poco a valle della strada statale "Napoleonica" che unisce Codroipo a Palmanova.

Dopo Bertiolo, pochi chilometri più a Sud-Est tra i paesi di Flambro e Flambruzzo, si estendono le **Risorgive di Virco e Flambro**. All'interno del geosito, che è anche un biotopo, esiste un itinerario attrezzato, lungo un paio di chilometri che si può percorrere in poco più di un'ora e

Una delle olle di risorgiva nei dintorni di Flambro.

che attraversa un po' tutti i micro-ambienti dell'area, passando vicino a torbiere, attraversando canali, sfiorando i prati umidi.

Il percorso, attrezzato con passerelle e numerosi piccoli ponti, inizia e finisce in prossimità del Mulino Braida (sulla Roggia Cusana, fra Flambro e Rivignano) che è stato riadattato e pensato come Centro Visite per l'intera area delle risorgive, ma che non è ancora pienamente in funzione (primavera 2015). Questo percorso può essere abbinato all'attraversamento del geosito in bicicletta, utilizzando la strada bianca che parte dall'abitato di Flambro per raggiungere Flambruzzo, parallelamente alla SP7. Soprattutto nella parte settentrionale vicino a Flambro si può notare l'inizio dei piccoli canali che drenano le acque di risorgiva, canali che diventano via via più importanti e più ampi verso Sud.

All'estremità meridionale del geosito, presso il Mulino Braida il canale è una vera e propria roggia: la forza dell'acqua veniva, in passato, sfruttata per fare girare le pale di un grande mulino. Attualmente invece le acque vengono utilizzate per alimentare un impianto di itticoltura. Quest'area di risorgiva è caratterizzata dal semplice "affioramento" di acque dal sottosuolo, mancano, tranne in un caso, grandi olle, depressioni da cui l'acqua fuoriesce con energia. Questo genere di morfologia è ben visibile invece a Cordenons, nell'area delle risorgive del Vinchiaruzzo o a Belgrado, in vicinanza del Tagliamento.

Come già accennato, dalla Fascia delle Risorgive prendono origine diversi fiumi, privi di bacino montano, dal corso molto breve, che mettono foce all'interno dei bacini lagunari: da Ovest verso Est lo Stella, l'Ausa Corno, lo Zellina, il Natissa.

In realtà l'alimentazione di alcuni di questi fiumi è piuttosto complessa, viste le modificazioni operate dall'uomo sull'idrologia della pianura, i canali, le deviazioni iniziate già a fine Ottocento. La portata dello Stella deriva da una vasta area di risorgive tra Codriopo, Bertiolo, Flambro, Talmassons, fino a Castions di Strada. Dapprima si distinguono tre rami (Taglio, Stella, Torsa) poi, dopo la confluenza con il Torso tutto il corso d'acqua viene chiamato solamente Stella. Il corso di questo fiume, soprattutto a Sud di Palazzolo è caratterizzato da un andamento meandreggiante. La posizione e la curvatura dei meandri non è stabile, tende a una lenta evoluzione che

Nella fascia delle Risorgive fra Virco e Flambro sono stati effettuati interventi di ripristino per riportare almeno alcune zone in condizioni prossime alla naturalità.

Una grande olla nell'area delle Risorgive di Vinchiaruzzo (Cordenons).

Un tratto dell'itinerario attrezzato intorno ai Mulini Braida (Flambro).

MEANDRI ABBANDONATI DEL FIUME STELLA PRESSO TITIANO

La rete di strade e carrarecce presente nella zona consente un agevole accesso al geosito sia in automobile che a piedi.

A testimoniare la ancora buona condizione di naturalità del Fiume Stella, vi sono i meandri abbandonati su cui si affaccia la chiesa della Madonna della Neve di Titiano.

può, in certi casi, portare al salto del meandro. Uno degli esempi più evidenti si trova a Titiano, in località Madonna della Neve (**Meandri abbandonati del Fiume Stella presso Titiano**) con due meandri abbandonati dal flusso principale della corrente ma ancora riempiti d'acqua e i resti di un'altro piccolo canale, vicino alla strada di accesso, ormai completamente interrato e riempito di rovi (*vedi anche i geositi: Scarpate del Fiume Stella; Delta del Fiume Stella*).

* I pochi lembi di risorgiva che si sono conservate sono l'ultima testimonianza del paesaggio che caratterizzava un'ampia fascia della Pianura Friulana prima degli interventi di bonifica di un secolo fa.

In equilibrio fra terra e mare: la Laguna

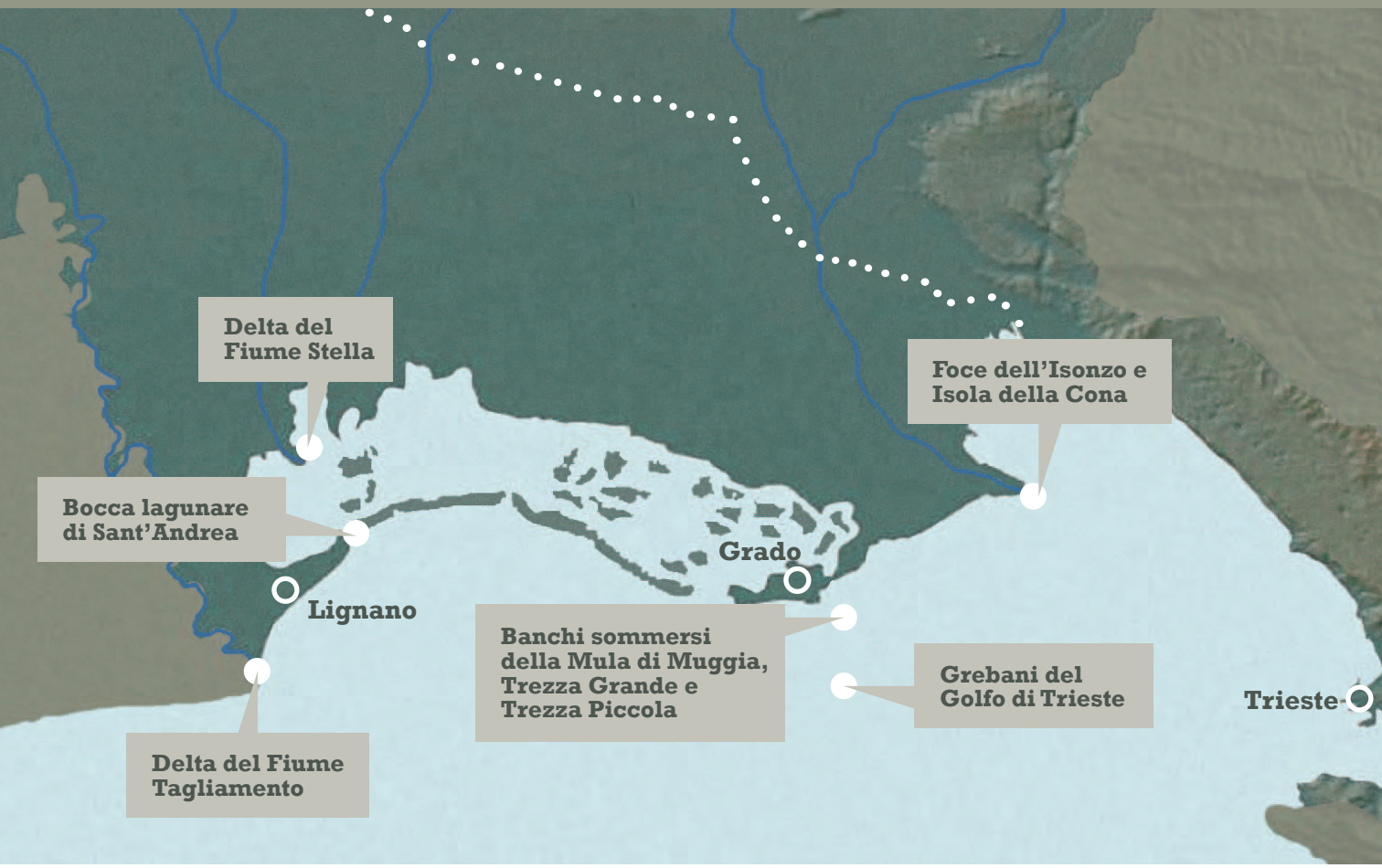
I casoni, le tipiche abitazione temporanee dei pescatori, alle foci del Fiume Stella.

Le lagune rappresentano un ambiente molto particolare, frutto di un delicato equilibrio fra fattori geologici, geomorfologici e idrologici. Sono considerate ambienti di transizione, di passaggio tra gli ambienti continentali (la terraferma) e gli ambienti marini. Il paesaggio lagunare, che rappresenta lo sfondo dei più importanti luoghi turistici balneari del Friuli Venezia Giulia come Grado e Lignano, è reso affascinante dal continuo mutare al variare delle maree, quelle stesse maree che sono il fattore principale della sua formazione. Il modo ideale per scoprirle è senza dubbio utilizzare un'imbarcazione, ma anche percorrendo le strade lungo i loro margini, si riesce a percepirne il fascino e a comprendere i processi fondamentali che le hanno formate e che le modificano.

Ai tempi dei Romani esisteva una fascia di lagune praticamente continua dal Delta del Po fino alla foce dell'Isonzo. Una serie di processi - sia naturali che, soprattutto, antropici - ha portato alla scomparsa di molti di questi ambienti e all'attuale sopravvivenza di pochi ambiti lagunari: le Sacche di Goro e Scardovari nel Delta del Po, la Laguna di Venezia, di Caorle e, ancora più a Est, le lagune di Grado e Marano.

Furio Finocchiaro

itinerario 12



Oltre ad una sensibile escursione di marea (molti decimetri, fino al metro), le condizioni geologiche e sedimentologiche affinché si possa formare un ambiente lagunare sono molteplici. Per prima è necessaria la presenza di costa bassa: una pianura alluvionale a debole pendenza con un'antistante piattaforma continentale abbastanza estesa, in una condizione "trasgressiva", ovvero con il livello del mare in lento sollevamento. E queste ultime sono le condizioni in cui si è trovato l'Adriatico, insieme a tutti i mari del pianeta, negli ultimi 10.000-12.000 anni: il passaggio verso una fase climatica interglaciale, conseguente a un aumento della temperatura media dell'atmosfera, ha portato alla fusione delle grandi calotte glaciali polari e all'innalzamento del livello medio del mare di circa 100-120 m. Queste mutate condizioni climatiche avrebbero, in linea teorica, come conseguenza un arretramento della linea di riva e una diminuzione delle terre emerse a favore dell'ambiente marino, per "trasgressione" del mare sulla terraferma. Ma contemporaneamente i materiali trasportati dai fiumi contrastano questo processo, in quanto le zone di foce sono aree "progradanti", in cui invece la terraferma tende a sopravanzare sul mare.

Le lagune di Grado e Marano rappresentano, quindi, il risultato di un equilibrio tra il sollevamento post-glaciale del livello marino e il contributo dei detriti che i fiumi portano dalle Alpi

all'Adriatico. Da un punto di vista geografico non ci sarebbero motivi per distinguere la Laguna di Grado da quella di Marano: la suddivisione è sorta negli anni in cui il confine tra l'allora Regno d'Italia e l'Impero Austro-Ungarico attraversava i bacini lagunari. Ora quel confine è diventato un semplice confine provinciale, ma la tradizione dei due nomi continua. Volendo, come già accennato, comprendere nell'ambiente lagunare le foci fluviali, anche l'ala orientale del delta del Tagliamento, che dal punto di vista amministrativo appartiene al Veneto, fa parte della laguna di Marano.

Iniziamo il nostro viaggio proprio dalle foci del Tagliamento e dell'Isonzo, i due punti fissi da cui si diparte la curva dei lidi, ovvero le isole sabbiose allungate che separano il mare dalla laguna, a loro volta costituite da sabbie fluviali trasportate lungo la costa dalle correnti marine.

Nel primo caso l'itinerario ideale consiste semplicemente nel raggiungere la penisola di Lignano a partire da Latisana; anche Marano e la riserva del WWF rappresentano una valida porta di ingresso nell'ambiente lagunare. Nel secondo caso per visitare le foci dell'Isonzo e la laguna di Grado conviene partire da Monfalcone, raggiungere l'Isola della Cona (Riserva regionale) e le foci dell'Isonzo, percorrere il bordo esterno della laguna, attraversare la Bocca di Primero, raggiungere Grado e poi imboccare il ponte, costruito nel 1936, per attraversare la laguna e raggiungere Aquileia. Altri geositi nell'ambiente lagunare e costiero possono essere visti solamente utilizzando una barca, per altri ancora è necessario immergersi al di sotto della superficie del mare.

Le foci dei due fiumi sono molto differenti per forma. Nel caso del Tagliamento (**Delta del Fiume Tagliamento**) la foce a delta ha forma triangolare con la base larga 15-16 km e un'altezza di circa 5 km, tagliata a metà dal tratto terminale del fiume. Questa forma così allungata rispetto alla linea di riva è legata alla prevalenza dell'energia del moto ondoso marino su quella

Duna eolica scalzata al piede dall'erosione marina nei pressi del Faro di Bibione (Veneto). La foto è stata scattata in bassa marea: è ben visibile una barra sabbiosa che emerge subito a mare rispetto alla linea di battigia. Sullo sfondo le scogliere a difesa dell'edificio del Faro.

DELTA DEL FIUME TAGLIAMENTO

Vista l'estensione del geosito, una visione di insieme è possibile solo dall'alto. L'osservazione delle singole peculiarità morfologiche è agevole mediante brevi deviazioni dalla rete stradale comunale oppure mediante motobarca lungo la foce.

Foto aerea delle foce del Tagliamento. Ben visibile la dispersione verso Ovest, Sud-Ovest della sabbie.

della corrente fluviale. Il materiale detritico trasportato alla foce viene ridistribuito lungo la costa soprattutto dalle onde di scirocco, il vento che proviene da SE e che è responsabile delle mareggiate più intense su questo tratto di costa.

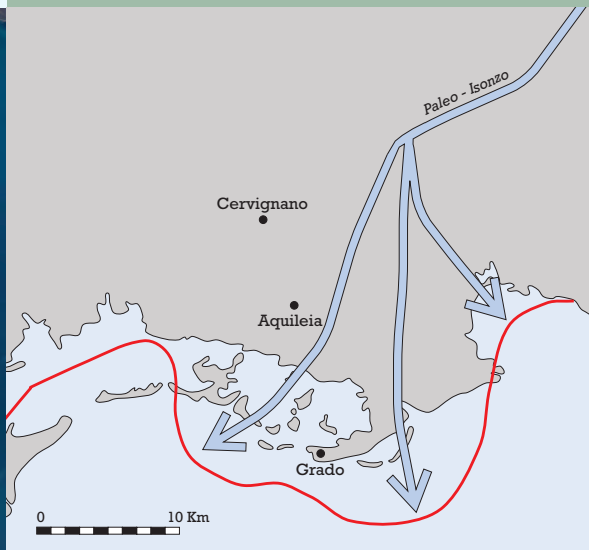
Questo tipo di delta si accresce attraverso la formazione di spiagge accompagnate da cordoni di dune (sabbia trasportata dal vento) alte alcuni metri. Il processo di avanzamento del delta emerso procede in fasi cicliche di costruzione di un cordone dunario e della spiaggia antistante. Nelle zone non completamente antropizzate, nella parte più occidentale della penisola di Lignano lungo il Tagliamento ed anche nell'area delle ex colonie elioterapiche sono ancora riconoscibili più cordoni dunari, su cui si sviluppa la pineta, intervallati da bassure, caratterizzate da vegetazione arbustiva che rappresentano la sedimentazione di spiaggia. Attraverso foto aeree ne sono stati riconosciuti circa 30. Lungo l'ala occidentale (che fa parte della Regione Veneto) l'area ancora naturalizzata è quella attorno al Faro di Bibione, dove l'erosione marina è arrivata a interessare il cordone dunario più esterno. Nel momento in cui le acque fluviali escono dal tratto terminale del fiume, si espandono e la corrente perde velocità. Questa diminuzione comporta la sedimentazione delle sabbie, la formazione di una barra di foce, di forma di semiluna, proprio davanti alla foce. La barra di foce talvolta emerge in corrispondenza delle basse maree sizigiali (in corrispondenza della luna piena e della luna nuova) o rimane una zona a bassa profondità che determina la frangenza del moto ondoso (ecco perchè le onde fanno la schiuma....).

Ben diversa è la forma delle foci dell'Isonzo (**Foce dell'Isonzo e Isola della Cona**), che si possono raggiungere dall'area della Riserva della Cona. Si tratta di un delta digitato che si estende a mare per circa un chilometro e mezzo, costruito in brevissimo tempo, geologicamente parlando. Infatti lo sbocco a mare del fiume si è spostato più volte a partire dall'area di Grado; già al tempo dei Romani l'Isonzo si era spostato verso Est. La cartografia storica indica che fino al 1730 circa l'Isonzo metteva foce in località Golameto, circa 2-2.5 km più a Ovest di Punta Sdob-

FOCE DELL'ISONZO E ISOLA DE LA CONA

Vista l'estensione del geosito, una visione di insieme è possibile solo dall'alto. L'osservazione delle singole peculiarità morfologiche è agevole mediante brevi deviazioni dalla rete stradale comunale oppure mediante motobarca lungo la foce.

Foto aerea delle foce dell'Isonzo. Ben visibile la dispersione verso Ovest, Sud-Ovest della sabbie.



Il progressivo spostamento verso est della posizione delle foce del Paleo-Isonzo avvenuto nel corso del Quaternario.

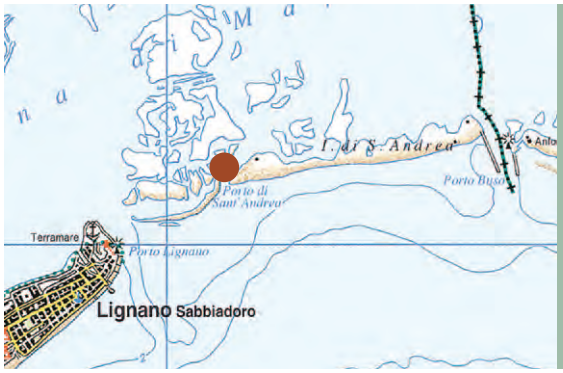
ba, dove ancora oggi si ritrova un breve tratto di spiaggia ciottolosa, e che questa è stata una delle ultime serie di oscillazioni che hanno interessato tutta la Bassa Pianura isontina.

La differente forma e orientamento dei depositi del delta emerso dell'Isonzo rispetto al Tagliamento è dovuta alla posizione del delta isontino, all'interno del Golfo di Trieste, protetto rispetto ai venti di scirocco il che ha permesso all'energia del fiume di prevalere sull'energia del moto ondoso e di far avanzare i deposti fluviali ben all'interno del golfo stesso.

L'ambiente lagunare vero e proprio è caratterizzato da morfologie molto diversificate in relazione al livello del mare, o meglio ai due livelli che le acque raggiungono ogni giorno all'interno dei bacini lagunari. I canali principali e le bocche lagunari sono morfologie costantemente al di sotto del livello medio delle basse maree, quindi sono zone perennemente coperte dalle acque. Le bocche lagunari sono i varchi tra i lidi, le isole allungate che separano i bacini lagunari dal mare aperto. Attraverso le bocche avvengono gli scambi d'acqua tra mare e lagune, le correnti di marea vengono incanalate, la loro velocità aumenta, fino a superare 1 m/s. Quasi tutte la bocche lagunari (Grado, Porto Buso, Lignano) sono antropizzate, protette da moli guardiani, per impedire alle sabbie trasportate lungo riva da est verso ovest dalle correnti marine di diminuirne la profondità.

Il tratto finale dell'asta del Fiume Isonzo a Punta Sdobba.

Una delle poche bocche ancora allo stato naturale è la bocca di Sant'Andrea, tra l'isola di Sant'Andrea e l'isola di Martignano (**Bocca lagunare di Sant'Andrea**). È ampia quasi 200 m e profonda ben 8 m, anche se sottende a un sottobacino lagunare di superficie relativamente piccola, rispetto ai sottobacini di Lignano, più a Ovest, e di Porto Buso, più a Est. Le massime correnti di marea misurate raggiungono i 140 cm/s. Queste velocità così elevate vengono raggiunte proprio perché la bocca rappresenta una sorta di strettoia. Immediatamente verso l'interno e verso mare la sezione si allarga, le acque possono espandersi e la velocità di corrente diminuisce, diminuendo la sua competenza, ovvero la capacità di trasporto delle sabbie. Di conseguenza si formano due accumuli di sabbie disposti a ventaglio, veri e propri delta sommersi, uno interno, verso la laguna, l'altro verso il mare aperto.



BOCCA LAGUNARE DI SANT'ANDREA

Posta fra Lignanono e l'Isola di Sant'Andrea, è raggiungibile esclusivamente in motobarca.
Il tragitto più breve è da Lignano Sabbiadoro.

Una veduta della Laguna di Grado a Est della Bocca di Primero.

A partire dalle varie bocche lagunari si dipartono, verso l'interno della laguna, i canali principali la cui profondità, di regola superiore al livello della bassa marea, è massima in prossimità delle bocche lagunari, per diminuire progressivamente verso il margine interno. Altri canali invece si perdono sulle piane di marea.

I canali principali hanno di regola un andamento sinuoso e meandreggiante, ma con diversi raggi di curvatura a seconda se si tratti di un canale che mantiene un antico percorso fluviale o meno. Infatti, alcuni canali collegano le bocche con le foci dei fiumi di risorgiva utilizzando i percorsi già scavati dai fiumi stessi, prima della formazione dei bacini lagunari; in altri casi vi sono tratti completamente nuovi, generati dai processi lagunari. Per questo motivo sono contrassegnati da briccole (pali di legno), vengono periodicamente dragati per aumentarne la profondità e, in certi casi, l'andamento naturale del canale è stato rettificato.

Le piane di marea sono invece aree sub pianeggianti con quota di poco inferiore a quella del livello medio mare e comunque compresa tra i livelli medi delle alte e delle basse maree. Per questo motivo si definiscono morfologie intertidali. La loro superficie è solcata dai canali secondari, o ghebbi che si dipartono dai canali principali e hanno la funzione di scambiare le acque tra canali e piane. Questa loro condizione è la principale causa del mutevole fascino del paesaggio lagunare, che muta al variare delle maree. E siccome nell'Adriatico settentrionale la marea è semidiurna, ogni 6 ore circa le piane di mare emergono, rendendo la laguna simile alla pianura, e dopo 6 ore la laguna appare come un'ampia distesa d'acqua. Basta percorre gli itinerari sug-

Barene, velme e canali nella Laguna di Grado e Marano.

geriti, da Latisana a Lignano o da Monfalcone verso Grado e Aquileia, a distanza di alcune ore per accorgersi di questo sorprendente cambiamento, con le piane di marea che da emerse, sia pure di pochi centimetri, ritornano sommerse.

Le aree al di sopra del livello medio delle alte maree comprendono, oltre alle coste interne, i lidi e le barene. I lidi o cordoni litorali sono delle isole sabbiose, molto allungate, che separano i bacini lagunari dal mare aperto. Hanno la funzione di dighe naturali, "attenuano" l'urto delle tempeste dal mare e in questo modo rendono protetti e tranquilli i bacini lagunari retrostanti. L'interazione tra moto ondoso marino con i depositi sabbiosi dei lidi fanno sì che lungo il margine meridionale del lido si formi una vera e propria spiaggia, protetta alle spalle da un cordone di dune. L'area ricoperta dalle dune è la zona a quota più elevata del lido dove si possono raggiungere anche i 3 metri di quota.

Tutte le aree emerse, ovvero quelle al di sopra del livello medio dell'alta marea, all'interno dei bacini lagunari prendono il nome di barene, che sono le aree in cui gli agenti meteomarini tendono ad accumulare il materiale sedimentario. Questo processo è fortemente facilitato dalla vegetazione, composta da piante alofite (organismi in grado di vivere in ambienti caratterizzati da una concentrazione salina elevata; *Salicornietum* e *Spartinetum*). Vi sono allineamenti di barene trasversali all'andamento dei lidi e della costa, in corrispondenza degli spartiacque ovvero del limite che divide due bacini lagunari. In queste zone le correnti di marea arrivano con energia ormai attenuata e quindi il materiale trasportato tende a sedimentare. Ma vi sono anche barene di canale, delle piccole isolette che affiancano i canali principali e le aree barenicole alle foci dello Stella.

In bassa marea emerge la barra di foce di fronte allo sbocco a mare del Tagliamento.

Lo sbocco dello Stella all'interno della laguna a Sud di Precenicco avviene attraverso un delta (**Delta del Fiume Stella**), ampio e piuttosto complesso, che testimonia la notevole quantità di materiale sedimentario trasportato anche da un fiume di risorgiva. Poco prima di raggiungere il margine interno della laguna il corso meandreggiante dello Stella gira bruscamente verso Est, ha un percorso quasi rettilineo e parallelo al margine interno della laguna per circa 2 km, prima della zona di delta. A meno di metà del percorso rettilineo c'è un'apertura (il Verto Grande) che, dall'esame della cartografia storica, risulta attivo da metà dell'Ottocento. Parte delle acque dello Stella quindi non raggiungono più il delta storico, ma entrano in laguna attraverso il Verto Grande. L'intera area del delta è un'area protetta, in cui nidificano o svernano moltissime specie di uccelli tipici delle aree lagunari.

Non solo il delta ha cambiato posizione nel tempo, ma il fiume Stella, come pure il Tagliamento, ha divagato nella pianura, modificando la posizione dell'alveo (*vedi anche "Un paesaggio unico"*).

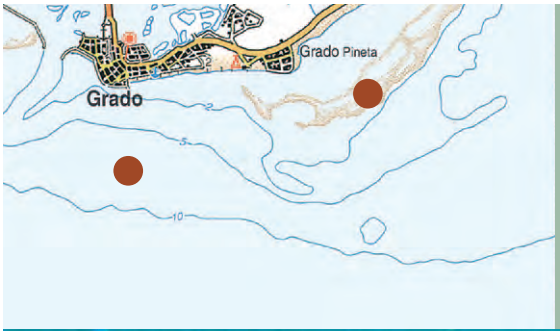
Come già indicato, l'esistenza dell'ambiente lagunare è legata alla presenza di grandi quantità di sabbie immesse dai fiumi nell'ambiente marino e trasportate in ambiente costiero dalle correnti marine, dalle mareggiate e dalle correnti di marea. Si tratta di processi estremamente dinamici, condizionati dal clima meteomarino e ulteriormente complicati dalle azioni antropiche che tendono a stabilizzare sia la posizione delle foci che quella delle bocche lagunari. A testimoniare l'evoluzione di questi processi sedimentari attuali e recenti davanti ai lidi, tra Grado e Porto Buso, parallelamente alla linea di costa, si sono formati, a partire dalla fine dell'Ottocento,

DELTA DEL FIUME STELLA

È possibile visitare l'area del delta attraverso visite guidate mediante motobarca. Le barene sono interessate dalla presenza di diversi ricoveri temporanei di pescatori (casoni), alcuni dei quali sono stati recentemente riadattati alla fruizione agrituristica.

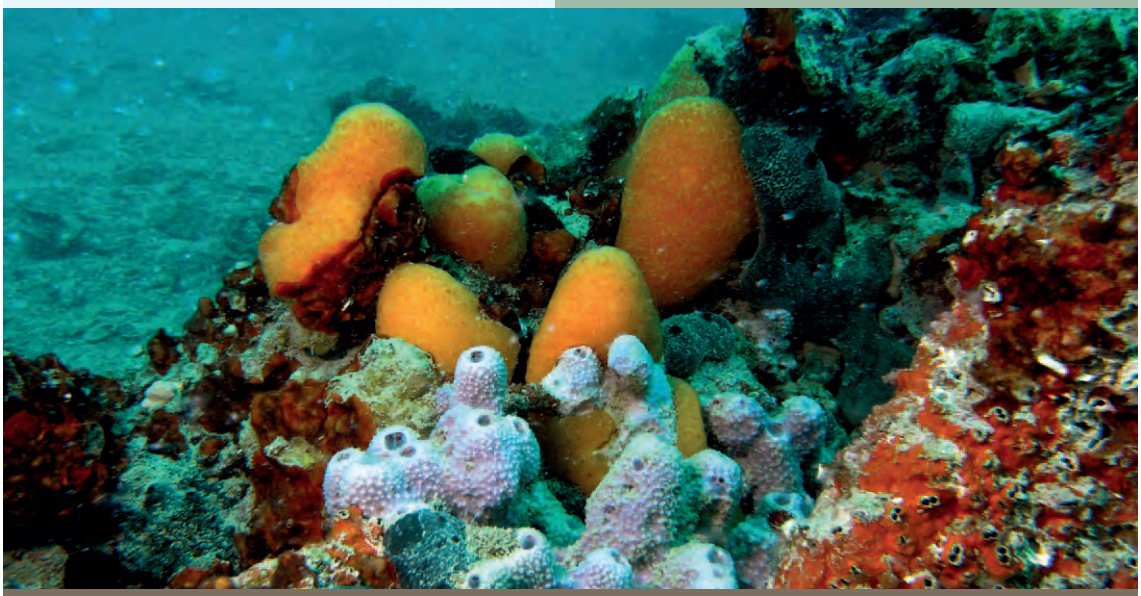
dei banchi sabbiosi di neoformazione molto stretti e relativamente allungati, in una posizione relativamente più avanzata rispetto ai lidi. Quindi tra i lidi e i banchi di neoformazione si formano delle aree protette (pseudolagune), anche se la loro posizione ed estensione non sono costanti nel tempo.

Tra Grado e Primero invece si estendono una serie di rilievi, non emersi, formati da sabbie a diverso grado di cementazione. (**Banchi sommersi della Mula di Muggia, Trezza Grande e Trezza Piccola**). La loro origine non è ancora del tutto chiara, anche se certamente sono da mettere in relazione ad antichi depositi deltizi formati dall'Isonzo (e in parte dal Tagliamento), parzialmente ricoperti da depositi olocenici marini. Questi depositi, in particolare quelli cementati e rocciosi, insieme ad altri ancora più al largo (**Grebani del Golfo di Trieste**), sono ben noti ai pescatori, in quanto rappresentano luoghi particolarmente adatti alla cattura di pesce che predilige fondali duri e non fondali sabbiosi.



BANCHI SOMMERSI DELLA MULA DI MUGGIA, TREZZA GRANDE E TREZZA PICCOLA E GREBANI DEL GOLFO DI TRIESTE

Si trovano in mare aperto, sono accessibili in barca e l' osservazione è possibile con immersioni subacquee.



* Il fluire delle correnti, l'alternarsi delle maree, hanno creato un ambiente in continuo mutare: aree di enorme interesse geologico e naturalistico nelle quali si celano anche le tracce della civiltà romana.

Le rocce che si usano: cave e miniere

I calcari devoniani affioranti presso Casera Parmosio sono oggetto di sfruttamento per cavarne il "Grigio Carnico" ma celano anche tracce dello sfruttamento minerario in età medioevale.

Le rocce che ci circondano non rappresentano solo il substrato sul quale viviamo, l'elemento fondamentale per la definizione del paesaggio, ma anche una fonte insostituibile di materie prime. La superficie terrestre e la parte superficiale della crosta, mettono infatti a disposizione dell'uomo innumerevoli materiali indispensabili o utili alla sua esistenza.

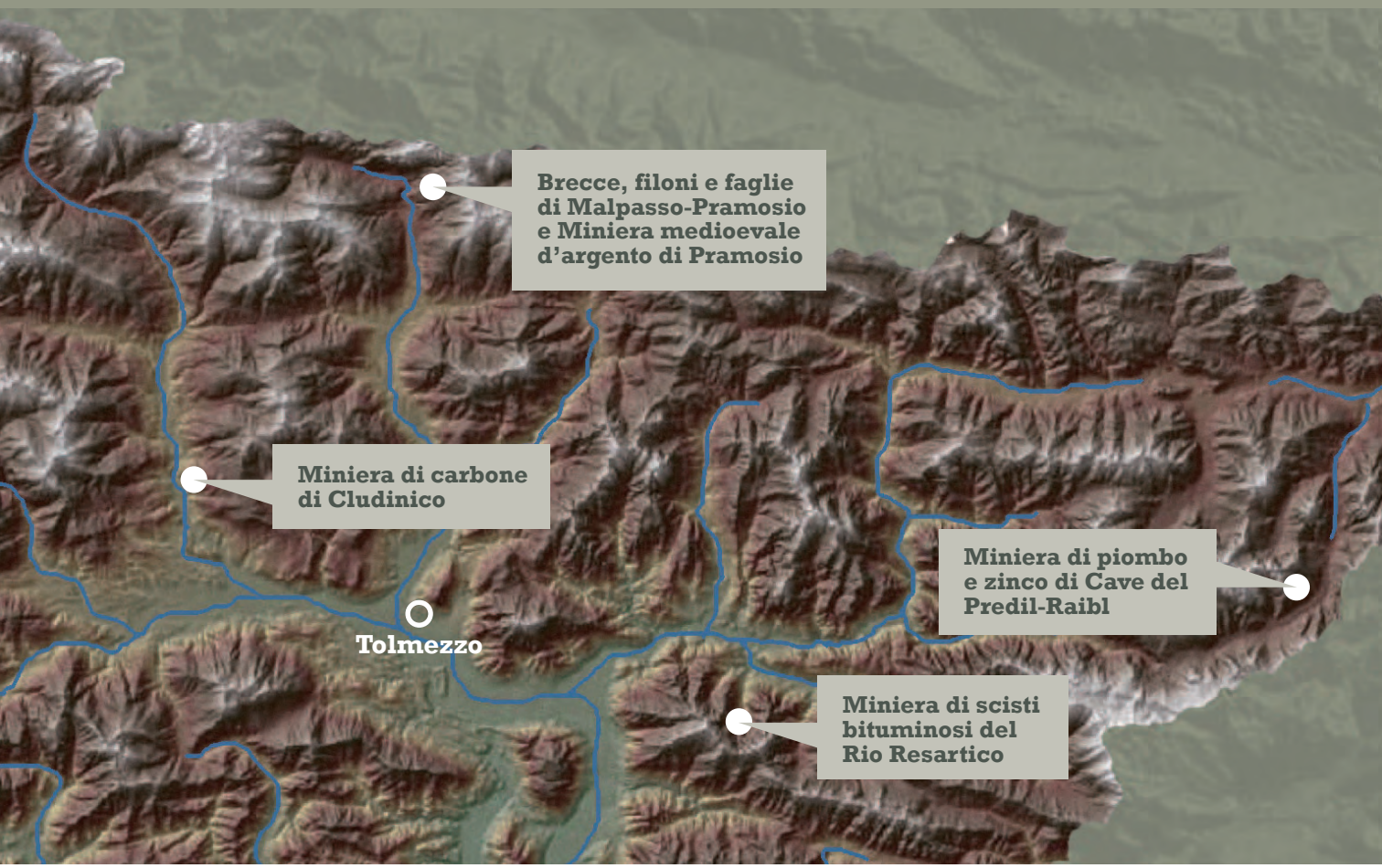
Le rocce, e i minerali che le costituiscono, sono da sempre state sfruttate dall'uomo: pensiamo all'uomo preistorico che utilizzava la selce, facilmente scheggiabile, per realizzare i suoi utensili, fino a quando non ha imparato a lavorare i metalli.

Già in passato si "bucavano" le montagne per cercare i minerali utili, ma anche per cavarne pietre da costruzione o da decoro: con il termine di miniera si indica un insieme di gallerie sotterranee scavate per questo scopo (soprattutto per la ricerca di minerali), mentre le cave si sviluppano quasi tutte a cielo aperto (in genere per cavare pietre utili). Le vicende di cave e miniere sono fortemente intrecciate a quelle umane e hanno disegnato la storia di alcune vallate.

Si propongono itinerari diversi, per conoscere alcune miniere e alcune cave dell'arco alpino oltre che le cave nel Carso. Leggi e regolamenti rendono le visite a queste strutture, in parte

Franco Cucchi
Roberto Zucchini

itinerario 13



ancora attive e quindi soggette a rigorose e necessarie norme di sicurezza, particolarmente complesse. Di fatto nei piazzali di cava non è possibile entrare e quindi le cave vanno visitate "da lontano", mentre alcune miniere dismesse sono visitabili solo se accompagnati da guide esperte (Cludinico, Resiutta e Raibl).

Le miniere

Le miniere hanno da sempre evocato emozioni contrastanti nell'animo umano: dalla paura del buio, alla curiosità dell'ignoto, al fascino della scoperta e queste emozioni sono state talora descritte da poeti come Ippolito Nievo che, nella raccolta "Canti del Friuli", dopo aver visitato una miniera di carbone in Carnia, probabilmente quella di Cludinico, scrive: "... *Fra tanto fremer di vita silenziosi si avviano i minatori al lavoro. Aperta nel sasso li inghiotte l'oscura bocca funebre; essi discendon lenti, curvi per l'antro malfido delle fumose lampade al rossigno bagliore...*". Ed è con questa miniera di carbone o, per meglio dire, litantrace, che ha inizio il viaggio nelle miniere del Friuli.

MINIERA DI CARBONE DI CLUDINICO

L'accesso è posto lungo la strada che sale verso Cludinico. Per raggiungere e visitare queste miniere bisogna rivolgersi al Centro visite nell'abitato di Cludinico. Parte delle gallerie minerarie, infatti, è stata messa in sicurezza per le visite turistiche.

Cludinico: galleria con la classica sezione rettangolare e il concrezionamento, in calcite con ossidi e idrossidi, in una pozza.

Giunti a Cludinico si può visitare il Museo che espone materiali legati all'attività estrattiva e che fa parte, assieme alle gallerie turistiche della Miniera Creta d'Oro, di un riuscito recupero a fini culturali, didattici e turistici. Numerosi sono i punti estrattivi nei dintorni del paese: Rio Malon, Rio Furioso, Creta d'Oro e Conca Vareton che prendono complessivamente il nome di **Miniera di carbone di Cludinico**. Il combustibile, un litantrace dal mediocre potere calorico, era estratto dalle rocce triassiche che lo imprigionavano: calcari che si sono depositati in un bacino marino chiuso e prospiciente le terre emerse. A causa della scadente qualità, il combustibile è stato utilizzato solo in opifici, forni per la produzione di calce e di gas per illuminazione, ma non nell'industria metallurgica e nella trazione ferroviaria.

Le prime informazioni risalgono al 1853 e, nell'arco di una dozzina d'anni, si estrassero circa 2.500 tonnellate di combustibile. La coltivazione subì interruzioni e riprese, raggiungendo la massima produttività nel 1947 e la fine dello sfruttamento nel 1956. All'interno delle gallerie, dove si percepisce un forte odore di idrogeno solforato, si riscontrano sulla superficie degli strati di carbone, cristalli di gesso e altri minerali di alterazione.

Procedendo verso Nord, lungo il Canal di Gorto, si giunge a San Giorgio di Comeglians dove sono presenti gallerie e saggi minerari orientati a una modesta attività estrattiva di barite: un solfato di bario utilizzato principalmente nella produzione di pitture, vernici in polvere e idropit-

ture lavabili. Le prime notizie risalgono al 1869 quando Torquato Taramelli segnala la presenza di solfuri di rame, ma solamente nel 1940 si hanno notizie documentate di attività di ricerca che misero in luce antichi lavori. Su questi ultimi non si hanno notizie anche se nella tradizione vengono attribuiti al Medioevo. Le ricerche più importanti sono presenti nel versante sinistro del Rio da Rossa con due gallerie, che ora risultano completamente occluse, una lunga 95 m e la seconda lunga 165 m, che incontrarono prevalentemente barite con tetraedrite, galena, pirite e fluorite. Da segnalare un raro minerale di alterazione dei solfuri: la cualstibite. L'estrazione della barite, di cattiva qualità perché inquinata dai solfuri, continuò fino al 1951.

Attraversando a piedi il ponte sul Torrente Degano e salendo per la Via Crucis si raggiunge il cimitero di San Giorgio di Comeglians e lungo il percorso si notano alcuni saggi minerari che evidenziano spalmature azzurre e verdi dei carbonati di rame, azzurrite e malachite. Lasciando

San Giorgio di Comeglians: imbocco di una galleria e mineralizzazioni.

il cimitero sulla destra e inoltrandosi nel bosco si raggiungono masse rocciose costituite quasi esclusivamente di barite, ma non è raro trovare sacche di solfuri metallici.

Seguendo il Torrente Degano si giunge a Forni Avoltri, il cui gonfalone riporta due martelli incrociati che evocano subito il simbolo di miniera; ed è, infatti, sotto la sua giurisdizione la miniera, d'argento, con la più antica storia documentata in regione (risale al 778 d.C.), storia che si protrasse, con alterne vicende, fino alla fine della Seconda Guerra Mondiale. Le gallerie minerarie si sviluppano alle pendici del massiccio carbonatico devoniano del Monte Avanza e per raggiungerle bisogna partire da Pierabech, località ove si trova il primo indizio dei forni fusori: il basamento dell'altare che si può osservare nei pressi degli edifici dell'attuale colonia estiva, non è altro che una bocca di carico dei forni fusori, presenti in passato in quest'area.

Seguendo la pista forestale che porta alla miniera e attraversato il Rio di Avanza, si incontra la località Pestons con le rovine delle strutture di lavorazione del minerale: la tetraedrite, un solfuro di rame contenente argento, vi giungeva mediante uno scivolo scaricatore in legno lungo 540 m, per essere sottoposto alla frantumazione (da qui il termine "pestons") e poi alla vagliatura, per essere ridotto in polvere e lavorato nei forni fusori. Continuando la salita si attraversano zone molto instabili di arenarie rosse permiane (Arenarie di Val Gardena), seguite dalla formazione carbonifera dell'Hochwipfel costituita da depositi terrigeni friabili e facilmente alterabili. È in que-

Alle pendici del Monte Avanza sono evidenti gli "scarti di lavorazione" dell'antica miniera.

sti terreni che si sono scavate le gallerie, quasi tutte franate, per giungere alle zone mineralizzate al contatto con i calcari devonici. Si giunge poi ai nuovi lavori eseguiti nel 1992 dalla Società Monte Cocco s.r.l. con la realizzazione di una galleria lunga 596 m e di altri saggi e gallerie, tutte indagini volte alla verifica di una possibile, ma improbabile, riapertura della miniera.

Salendo verso il villaggio minerario si incontra la galleria Quintino Sella realizzata nel 1863 con altre gallerie quali Errera, Schieling, Comello, O' Conor, Mulazzani e Biringuccio. Gli ingressi delle gallerie si possono individuare solo dalla presenza dei materiali di discarica. L'unica testimonianza di un'antica attività estrattiva è visibile salendo la Cengia del Sole. Arrampicandosi sulla parete carbonatica è visibile il tentativo, fallito a causa della durezza della roccia peraltro sterile, di realizzare una galleria: la tipologia di scavo indica un'età basso medioevale.

Un'altra galleria teoricamente utile per la datazione dei lavori è la "Galleria antica" così definita dallo studioso Camillo Marinoni. Essa è la più occidentale di tutte, è lontana dagli scavi moderni ed è impostata su una faglia che fratturando la roccia ha reso facile lo scavo. Splendida è la visione della "Cava verde" così definita perché la parete del Monte Avanza è alterata in malachite: un carbonato di rame dalla colorazione verde. In questa cava, nelle fratture, vi sono piccoli cristalli di minerali anche rari: calcofillite, tirolite, linarite, cianofillite, cinabro, cerussite e i più comuni malachite e azzurrite.

Continuando il nostro itinerario dobbiamo ritornare sui nostri passi, dirigendosi verso Est, raggiungendo Paluzza e poi, con una lunga carrareccia, Casera Pramosio.

Nel XV secolo l'abitato di Timau era noto per l'estrazione e la lavorazione dell'argento che proveniva da un'ampia area, che si estendeva dal Passo di Monte Croce Carnico fino al Monte Avostanis, il cui toponimo tedesco è Blaustein, cioè roccia blu, grazie all'alterazione dei solfuri di rame in un carbonato dal colore blu: l'azzurrite. In località Casera Malpasso, nell'area di

MINIERA MEDIOEVALE D'ARGENTO DI PRAMOSIO E BRECCE, FILONI E FAGLIE DI MALPASSO-PRAMOSIO

Si raggiunge con facilità arrivando in macchina fino a Malga Pramosio e da lì, con breve salita a piedi lungo mulattiera, in direzione del Rifugio Morgante (Casera Malpasso). L'imbocco della miniera, ai piedi di una parete rocciosa, si raggiunge in quindici minuti di cammino dalla Casera. L'ex-cava con i filoni si trova lungo la mulattiera per Avostanis.

Lo scavo avveniva con il metodo dell'abbattimento con il fuoco: le sue tracce sono ancora evidenti nella pareti lisce e nere di fuliggine.

La galleria mostra, dopo circa 15 m dall'ingresso, una sezione ad "ogiva troncata", tipica dell'attività mineraria medioevale, ed il soffitto piatto nell'area in scavo.

Pramosio, presso la cava di marmo, è percorribile l'unica galleria medioevale ben conservata. Presenta all'ingresso una scritta "Kung" incisa nella roccia; sono evidenti i segni dell'attività estrattiva quali l'uso di punta e mazza e di abbattimento al fuoco; un martello dell'epoca è stato recuperato all'interno (**Miniera medioevale d'argento di Pramosio**). Data l'importanza storico-archeologica la miniera è assoggettata a tutela da parte della Soprintendenza Archeologica e per i Beni Ambientali, Architettonici, Artistici e Storici del Friuli Venezia Giulia. Altre gallerie, che dovevano essere presenti nella zona, sono state riutilizzate, a scopi bellici, durante la Prima Guerra Mondiale, hanno perso la loro originaria connotazione e sono quindi non più identificabili. Anche queste mineralizzazioni, come quelle del Monte Avanza, interessano il passaggio dall'Hochwipfel (terrigeno) ai calcari del Devoniano e i minerali presenti sono la tetraedrite argentifera, calcopirite con pirite, cuprite, azzurrite e malachite.

Da Malga Pramosio una strada sterrata porta alla cava di "Grigio di Timau" e "Grigio Carnico", ove imponenti pareti vengono aggredite per ricavare una pietra calcarea devoniana appena metamorfosata. Poco più avanti, a Casera Malpasso, in una cava dismessa i calcari devoniani, un tempo cavati, sono interessati da faglie e interessantissimi filoni sin-sedimentari (**Brecce, filoni e faglie di Malpasso-Pramosio**).

Per cogliere i maestosi aspetti paesaggistici e percorrere le tracce delle linee fortificate della Prima Guerra Mondiale è consigliabile salire fino alla Casera di Pramosio Alta dove, oltre allo splendido laghetto e all'imponente parete verticale del Monte Avostanis, si potranno vedere nei ghiaioni le tracce dei minerali più evidenti per la loro colorazione: azzurrite e malachite. Spesso questi minerali si notano nel detrito in prossimità delle gallerie militari e sussiste quindi il sospetto che siano il risultato di ampliamenti realizzati per scopi non minerari.

Affascinanti sono le miniere presenti in Val Aupa: a Saps, presso il rio del Fous e lungo il rio dell'Andri. La storia di queste miniere inizia nel 1872 come testimonia la lapide posta all'ingresso della "miniera bassa" di Saps e continua con alterne vicende fino al 1947 con la concessione dei permessi di ricerca per la fluorite, piombo e zinco, denominati "Saps" e "Crete dal Crons". Le ricerche e lo sfruttamento del minerale, anche se non registrato negli archivi del Distretto minerario di Trieste, interessarono principalmente le gallerie di Saps. La fluorite estratta raggiungeva la strada principale (fondovalle dell'Aupa) attraverso la galleria "Costanza". Questa galleria attraversa il Rio del Fous in subalveo e per questo risulta spesso allagata risentendo della percolazione dell'acqua soprastante. Suggestive, nella "miniera alta", che si sviluppa sui due fianchi in forra del Rio del Fous entro la Dolomia denominata "del Serla", sono le grandi camere, con i pilastri che testimoniano il metodo di coltivazione, e le gallerie quasi tutte percorribili, ma riservate solo a geologi e speleologi, non a turisti occasionali data la pericolosità dei luoghi. Nel 1876 furono scoperte le mineralizzazioni del Rio dell'Andri, la cui estrazione si rivolse principalmente alla fluorite, con la realizzazione di pozzetti e gallerie. Osservando la Crete dal Crons si può notare la presenza di "finestre di aerazione" utili a far circolare l'aria nelle gallerie dove avveniva la

Finestra di aereazione nella miniera del Rio dell'Andri (Val Aupa).

MINIERA DI SCISTI BITUMINOSI DEL RIO RESARTICO

L'antica miniera si raggiunge a piedi da Borgo Povici lungo il sentiero CAI 702, superando un dislivello di circa 700 m. La galleria di carreggio (o collegamento) così come l'ex villaggio minerario sono stati recentemente ristrutturati a cura dell'Ente Parco e sono visitabili con guida.

La miniera del Rio Resartico ha una sezione rettangolare. Alcuni tratti erano rinforzati a causa dei crolli.

Slumping nei livelli bituminosi della Fm. del Monticello, visibili all'interno della miniera del Rio Resartico.

ricerca o coltivazione del minerale. Quest'ultimo raggiungeva il fondovalle presso case Focan con una teleferica, le cui infrastrutture non sono più presenti.

Quando ci si avvicina a Resiutta, si nota subito, in sponda sinistra del Rio Resartico, un grande edificio abbandonato: qui venivano lavorati gli scisti bituminosi, cavati da un esteso reticolo di gallerie minerarie alle pendici del Monte Plauris, per ottenere soprattutto olio a usi industriali (**Miniera di scisti bituminosi del Rio Resartico**). Lo sfruttamento, a carico delle laminiti organiche del Triassico superiore, è cessato dopo la Seconda Guerra Mondiale: l'olio, originariamente utilizzato anche per l'illuminazione pubblica della città di Udine, durante l'Autarchia, venne sfruttato persino per produrre una sorta di benzina.

Ma l'area mineraria più nota in regione è quella di Raibl (**Miniera di piombo e zinco di Cave del Predil-Raibl**). La leggenda locale narra di un popolo di gnomi che scavò con dedizione le viscere del Monte Re. Tale favolosa comunità di minuti ometti era descritta come molto esperta nell'arte mineraria. Cunicoli angusti realizzati con il fuoco, punta e mazza erano portati a testimonianza dell'imponente lavoro svolto. La realtà è ovviamente ben diversa e fatta di uomini e fatica. Il dedalo di gallerie che seguiva nella montagna la vena mineralizzata era stato scavato da minatori "tedeschi" chiamati Canopi (*Bergknappen*) che, per essere più produttivi e quindi per non abbattere la roccia sterile, avanzavano strisciando o carponi. Il loro abbigliamento era molto semplice e adatto alla vita in miniera: portavano un tipico cappuccio (*Gugel*) che proteggeva la testa, il camiciotto (*Kittel*) di lino bianco che favoriva, con il riflesso della lampada a olio o a grasso, la visibilità nell'oscurità dei cunicoli e il grembiule di cuoio (*Arschleder*) che proteggeva e isolava dall'umidità gli abiti.

MINIERA DI PIOMBO E ZINCO DI CAVE DEL PREDIL-RAIBL

Si trova nel comprensorio minerario di Cave del Predil. È possibile la visita al museo e accompagnati da guide in una parte delle gallerie di coltivazione, recentemente sistemate con finalità turistico-didattiche.

Limonite

L'area mineraria di Raibl (Cave del Predil) negli ultimi anni della sua attività.

La storia della miniera risale al XIV-XV secolo, anche se alcuni vaghi riferimenti si trovano in un documento del 1006 nel quale l'imperatore Enrico II assegna il territorio della Signoria Federaun alla sede episcopale di Bamberga. Lo sfruttamento della miniera, dalla quale si estraevano piombo e zinco, raggiunse la massima produttività negli anni sessanta del XX secolo ed era la più importante miniera d'Europa per l'estrazione di quei metalli.

Chi si reca per vedere quello che resta dei pochi edifici della miniera, dopo la messa in sicurezza dell'area, noterà, oltre alla vestigia del vecchio ingresso, un monumento eretto nel 1914. Esso ricorda il più grave disastro minerario nella storia della miniera avvenuto il giorno 8 gennaio 1910 quando, a causa di un cedimento del terreno causato dallo sconfinamento di una galleria nelle alluvioni del Rio del Lago, l'ospedale fu completamente inghiottito e morirono sette persone i cui corpi non furono mai trovati. L'attività estrattiva cessò nel 1991; attualmente alcune gallerie sono state rese turistiche attraverso visite guidate nel ventre della montagna che vengono compiute a piedi o a bordo di un trenino a trazione elettrica.

Le cave

È dalle cave che si estraggono i materiali atti a costruire. Si tratti di chiese o case, di ponti o dighe, di oggetti indispensabili o futili.

Limitandosi ai materiali utili a costruire edifici o sculture, diffusamente distribuite sul territorio sono le cave in roccia (sedimentaria e metamorfica) da cui si estraggono, o estraevano, materiali di vario cromatismo e qualità; numerose sono anche le cave di materiale sciolto (ghiaia, sabbia, argilla) da cui si prelevano materiali per calcestruzzo e rilevati.

Senza saperlo, gli antichi erano geologi quando sceglievano con metodo le rocce da cui cavare il materiale da costruzione. Sia che fosse da destinare a edifici, importanti o semplici, che a opere d'arte, statue o colonne.

Sempre lo scopo primario era cavare materiale di ottima qualità, resistente alle intemperie, non deformabile dai carichi, anzi in grado di autosostenersi e di sostenere. Se poi i volumi cavabili ne consentivano l'uso quali pilastri o colonne, architravi, gradini per scalinate, se la pietra aveva caratteri cromatici e tessiturali tali da farne statue o materiale di arredo, il sito adibito a cava assumeva importanza strategica e valore economico importante.

Nella nostra regione, il distretto più importante è sicuramente quello del Carso, dai calcari del quale i Romani prima e molti altri dopo hanno cavato le pietre per costruire città, edifici, opere d'arte.

Sparse poi nel territorio, ai piedi delle colline o quasi in cima alle montagne, le cave di pietra sono numerose. Oltre ai cosiddetti "marmi del Carso" infatti, il Friuli produceva, e in parte produce ancora, la Pietra Piasentina in tre varietà in funzione della grana, i marmi di Verzegnis (*vedi anche "Un viaggio nel Triassico" e il geosito: Encriniti del Verzegnis;*) nelle varietà Porfirico bruno, vermiglio, mandorlato e fiorito, il Grigio Carnico scuro e nero, il Nero Timau, il Rosso oniciato, il Fior di Pesco Carnico, la Pietra di Clauzetto, quella di Dardago, quella di Aviano,

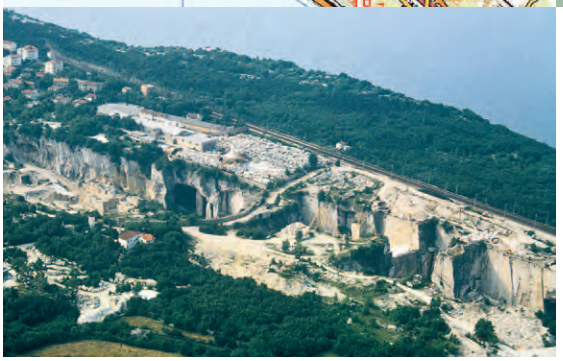
Non è semplice visitarle e apprezzarle queste cave: se sono attive l'accesso è vietato o regolamentato, se non lo sono più, le pareti strapiombanti e il progredire della disgregazione, le rendono pericolose.

Tuttavia qualcosa si può fare: girellare per il Carso, inerpicarsi sul Verzegnis da Sella Chianzutan, perdersi fra i contrafforti del Peralba e del Cogliàns fra Forni Avoltri, Timau e Pramosio, percorrere in lungo e largo le Valli del Natisone dalle parti di San Pietro al Natisone, dove riveste un grande interesse geologico la cava di Vernasso (*vedi anche "Il Flysch" e il geosito: Frana sottomarina (Olistostroma) di Vernasso*) e si aprono numerose cave di Pietra Piasentina (ad esempio le cave di Clastra le cave di Torreano, tutte facilmente raggiungibili), che sfruttano gli orizzonti calcarenitici paleogenici intercalati nel Flysch.

Prendendo in considerazione le cave del Carso, due sono i distretti nei quali è possibile prendere conoscenza delle pietre da costruzione e da arredamento: quello di Monrupino e quello di Aurisina. Vi sono inoltre alcuni affioramenti da cui si cavavano pietre particolari.

CAVE ROMANE DI AURISINA

Le cave sono in attività, per cui le pareti delle fosse sono visibili dall'alto ma non visitabili senza permesso. Recentemente una antica cava dismessa è stata riconvertita attraverso una serie di interventi ambientali e di valorizzazione storico-didattica che dovrebbero portare alla prossima realizzazione di una cava-museo.



Le cave a fossa di Aurisina da cui si estraggono i "marmi" commercialmente noti come Aurisina Chiara, Aurisina Fiorita, Aurisina Granitello e Roman Stone.

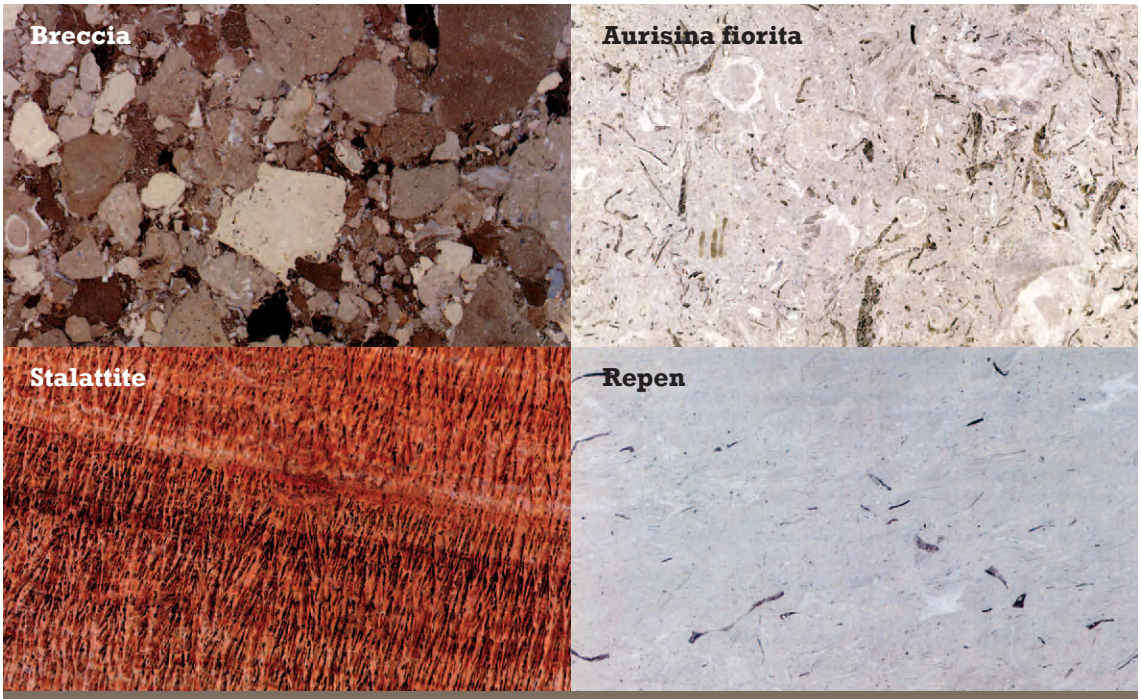
Nell'area di Monrupino, due sono i tipi di "marmo" cavati, il *Repen* (nelle varietà *Classico tipo chiaro* e *Classico tipo Zolla*) e il *Fior di Mare*. Il primo è un calcare fossilifero, molto compatto, costituito da frammenti di lamellibranchi allungati, immersi con altri foraminiferi, echinidi, resti algali e intraclasti in una massa di fondo carbonatica fortemente cementante cripto cristallina (quindi i cristalli di calcite sono estremamente piccoli...). Il secondo è una brecciola calcarea costituita da frammenti di resti organici immersi in un fango carbonatico (i geologi la definiscono tecnicamente una bioclastite con pasta di fondo micritica). I frammenti (rudiste, altri lamellibranchi a guscio spesso, rari gasteropodi) hanno dimensioni variabili da pochi millimetri ad alcuni centimetri, il colore di fondo è grigio nocciola.

Nell'area di Aurisina i tipi cavati sono più numerosi, varianti tuttavia delle stesse facies: *Aurisina fiorita, Aurisina granitello, Aurisina chiara, Roman stone*. Sono tutti calcari compatti, costituiti da una ricca frazione di frammenti organici (essenzialmente rudiste, più raramente altri lamellibranchi a guscio spesso, briozoi e ostracodi) immersi in una pasta di fondo carbonatica fortemente cementante e microcristallina. Sono le dimensioni e la "classazione" a distinguere le diverse varietà. La *fiorita* è una "bioclastite" non classata, in cui i frammenti hanno quindi dimensioni da centimetriche a millimetriche, sono di norma allungati, talvolta leggermente arcuati. Il colore dei frammenti varia da biancastro al grigio, il che conferisce al "marmo" un effetto cromatico interessante. Il *granitello* è una "bioclastite" molto ben classata avendo frammenti dal millimetrico al decimillimetrico, con accenni alla stratificazione incrociata con debolissimi angoli di raccordo. La *chiara* e la *romanstone* hanno grana finissima: la prima è una "biomicrite" mal classata, la seconda è una "bioclastite" ben classata.

Le cave romane sono così chiamate perché lo sfruttamento della pietra iniziò già in epoca repubblicana (**Cave romane di Aurisina**). Ancora, ormai abbandonate, esistono cave di Breccia Carsica nei dintorni di Slivia e cave di Stalattite nei dintorni di Medeazza e di Gabrovizza.

La breccia, alle pareti di cava si arriva con facilità con il sentiero dalla strada provinciale per Slivia, è un'incognita geologica dal punto di vista genetico e cronostratigrafico. È un insieme compatto di clasti carbonatici a spigoli vivi: i clasti hanno dimensioni variabili dal millimetro ad alcune decine di centimetri, colore dal bianco al grigio nocciola, la stratificazione è indistinta. Si tratta di frammenti la cui frazione organica è costituita da foraminiferi planctonici, ostracodi e lamellibranchi.

La stalattite è il prodotto delle colate calcitiche in cavità: un alabastro calcareo per veli calcitici da millimetrici a centimetrici depositatisi in successione per precipitazione chimica diretta di carbonato di calcio. La particolare genesi del deposito determina una struttura interna tipicamente zonata a bande con i cristalli ad asse di accrescimento perpendicolare alla superficie incrostata. La pigmentazione è da rosso-ambra a giallo ocracea, legata alle "impurità" limonitiche. Un'area di sfruttamento si apriva sui fianchi della dolina di crollo che dà accesso a una delle grotte più famose del Carso, la Grotta Ercole, a fianco del sentiero vicino a Gabrovizza. Un'altra, con assaggi e fronti sparsi sulle pendici orientali del monte Griznik, si rinviene in località Zavod lungo la carrareccia che prolunga il sentiero da Medeazza verso la Slovenia.



* Termina così il viaggio fra miniere e cave del Friuli Venezia Giulia, nei loro paesaggi, che evocano ambienti di lavoro associati a fatica, a sofferenza e a degrado ambientale, ma oggi in parte riabilitati perché la nostra sensibilità ci impone di conservare e valorizzare le testimonianze del nostro passato.

Corrado Venturini

L'EVOLUZIONE DELLA VALLE DEL BÛT (ALPI CARNICHE):

un *geofilm* iniziato mezzo miliardo di anni fa

Ubicazione della Valle del Bût, collocata nel cuore delle Alpi Carniche.

Introduzione

Fra le tante vallate del Friuli montano ce n'è una in particolare che è capace di trasformarsi in... un appassionante *geofilm* in 3D. La trama della sua "vita" è un intreccio di situazioni incredibili, di colpi di scena e di cambiamenti, spesso lentissimi altre volte improvvisi e inaspettati.

Vi domanderete chi sono i protagonisti di questo *geofilm*. È presto detto: l'*acqua*, quella dei mari bassi o profondi, ma anche quella dei fiumi e dei torrenti; e poi il *ghiaccio*, quello delle coltri e delle lingue glaciali che ormai, almeno da noi, non esistono più.

Si tratta dunque di un film tutto speciale, ambientato nell'alto Friuli. Manca solo qualche informazione in più sulla trama. È la storia del territorio, della sua evoluzione attraverso il tempo.

Un tempo misurato non in anni o secoli, ma in centinaia di migliaia e in decine e centinaia di milioni di anni.

Il *geofilm* sulla Valle del Bût è suddiviso in tre tempi. Potrebbero idealmente coincidere con l'*infanzia*, l'*adolescenza* e la *maturità* di questo settore montano. Manca, per ora, il capitolo sulla sua *vecchiaia.* Sarà scritto nel futuro, durante le decine e centinaia di milioni d'anni che trascorreranno da qui in avanti. Non è nostro compito prevederne la sceneggiatura.

Infanzia, adolescenza e *maturità* di un territorio

È molto, molto difficile - direi anzi impossibile - che confrontando la fotografia di un cinquantenne con quella che gli hanno scattato al suo primo compleanno, qualcuno possa azzardare: "*È proprio lui, non ci sono dubbi!*" La stessa cosa avviene per un territorio e la Valle del Bût non sfugge a questa regola. Guardando la vallata oggi, nessuno (se non i geologi!) riuscirebbe ad immaginare quello stesso settore mentre... nasceva e stava vivendo la propria infanzia.

"*Ma cos'è l'infanzia per un territorio?*" È il costruirsi del suo scheletro roccioso accumulato, strato su strato, durante il lungo trascorrere del tempo geologico. Coincide con il cosiddetto SI FORMA. *"Cosa si intende invece, nel nostro caso, con l'adolescenza di quello stesso territorio?"* La sua adolescenza è rappresentata dal tempo in cui il suo scheletro roccioso si è piegato, rotto, affastellato e sollevato. In altre parole riflette il suo SI DEFORMA.

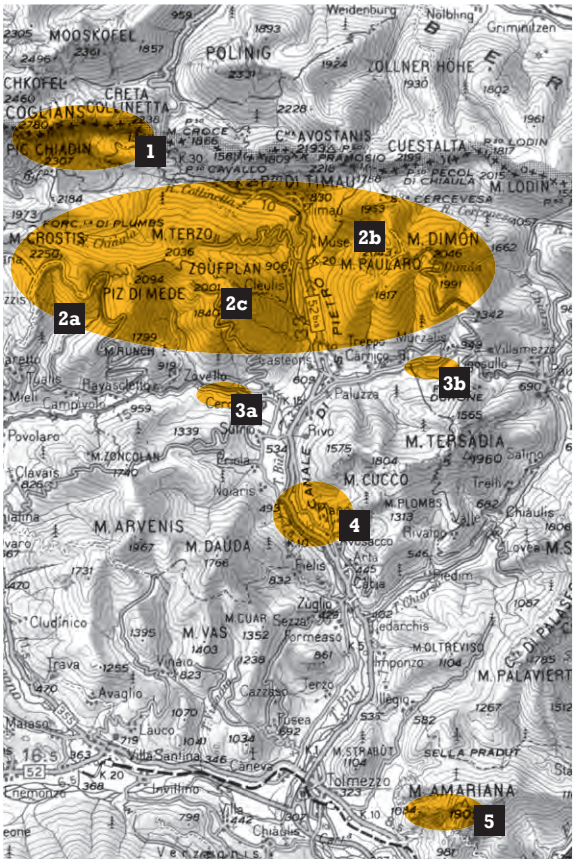
Ora manca soltanto la *maturità*. Rappresenta senza dubbio l'aspetto più evidente e percepibile, comprensibile anche ai non esperti geologi. La maturità di un territorio si esprime attraverso quelle che sono state e sono le erosioni generate dalle acque e dai ghiacci (il SI MODELLA).

Erosioni che hanno scolpito quelle stesse rocce che un tempo lontanissimo si erano accumulate strato su strato (il SI FORMA) e che poi sono state compresse e sollevate (il SI DEFORMA) durante i grandi scontri tra le placche geologiche.

Adesso potete sedervi comodi in poltrona, con gli immancabili pop corn sulle ginocchia. Preparatevi ad immaginare il primo dei tre tempi di questo *geofilm* la cui durata complessiva sfiora i... 460 milioni di anni! La vostra immaginazione tridimensionale sarà guidata dalle mie parole. Anzi, dalle parole che la stessa Valle del Bût userà per descrivere la propria storia usando la mia penna.

SI FORMA

Valle del Bût: l'*infanzia*



La Valle del Bût con i settori descritti nel testo.

È stata un'*infanzia geologica* molto lunga, durante la quale si sono sovrapposti - sempre strato su strato - chilometri e chilometri di depositi sedimentari e, in piccola parte, vulcanici. Tutti, col trascorrere del tempo geologico, sono stati puntualmente trasformati in rocce compatte.

Ma guai a me (e a voi!) se provassi a raccontarvela tutta, questa lunga storia. Abbandonereste, scocciatissimi, la sala di proiezione. Ecco che allora, per evitare tutto questo, vi proporrò una sintesi dei momenti più significativi di questa lunga ed incredibile *infanzia geologica*, il SI FORMA della Valle del Bût.

Le rocce, con i loro caratteri e i loro fossili, riescono a raccontare ai geologi non solo i momenti della loro antichissima nascita, ma anche le caratteristiche del lontano mondo del quale ci tramandano l'aspetto. A questi dati spesso si aggiungono - ed è quasi un miracolo geologico - anche quelli che ci trasmettono l'antica latitudine alla quale si sono formate. Meglio di così non si potrebbe sperare di ottenere dai pacchi di rocce!

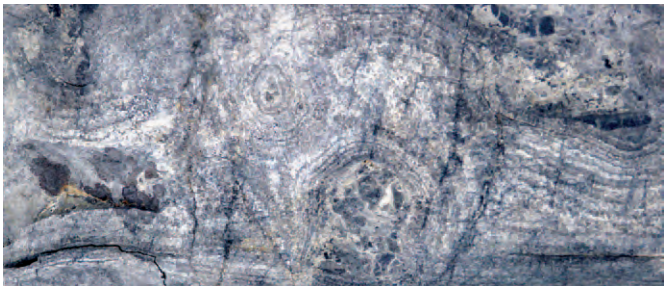
La scogliera più grande d'Europa (settore 1)
380 milioni di anni

A ridosso del confine italo-austriaco troviamo, seppure distribuite in piccoli nuclei, le rocce che potrebbero corrispondere... alla prima fotografia che si fa a un neonato. Risalgono all'Ordoviciano superiore, 460 milioni di anni fa (*Formazione di Uqua*). Quasi mezzo miliardo di anni le separa dal Presente. Questi depositi sedimentari marini rappresentano il passato più remoto della Valle del Bût, della Carnia, del Friuli e di tutta la nostra penisola!

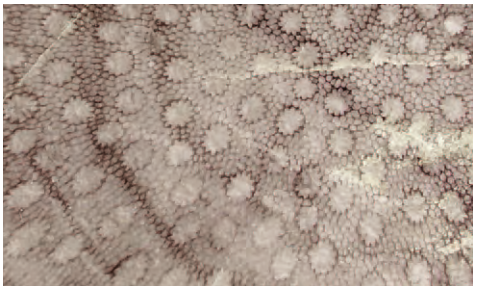
Il *geofilm* della Valle del Bût, con la parte dedicata alla sua *infanzia*, abbandona l'Ordoviciano, scorre veloce attraverso il Siluriano (il terzo periodo dell'Era Paleozoica), per poi passare rapidamente al successivo Periodo Devoniano. Il ritmo della scena ora rallenta e la macchina da presa inquadra dall'alto, con una ripresa panoramica, un paesaggio da sogno. Si tratta di una scogliera tropicale. È grande, grandissima, enorme.

Poteva assomigliare alla grande barriera corallina che oggi borda le coste nord-orientali dell'Australia, anche se gli organismi che la popolavano erano molto differenti da quelli odierni.

Le differenze litologiche fra le rocce del Devoniano e del Carbonifero nel massiccio del Monte Cogliàns, originano morfologie diverse a causa della differente erodibilità.



Uno stromatoporide conservato in "posizione di vita" con evidenti lamine di crescita. Si tratta di invertebrati estinti, simili a spugne, tipici costruttori delle scogliere del Paleozoico e Mesozoico.



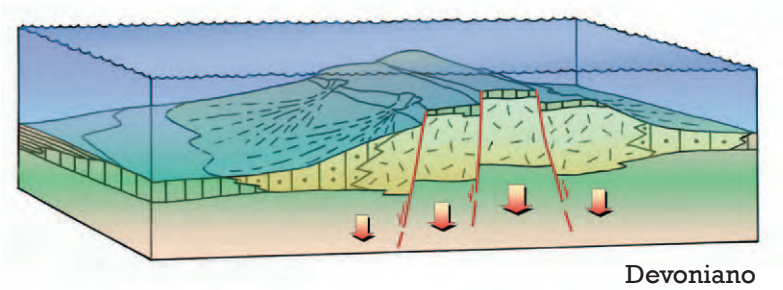
Particolare di una colonia di *Heliolites*, tabulati (organismi simili ai coralli), costruttori delle scogliere paleozoiche.

Proliferò ininterrottamente per almeno 25 milioni di anni. Il calendario della Terra segnava il Devoniano medio.

Durante il Devoniano, intorno ai 380 milioni di anni fa, questa antica scogliera era una vera meraviglia della Natura. Lo è ancor oggi, dato che i suoi resti, sollevati dal SI DEFORMA ed erosi dal SI MODELLA, formano le spettacolari pareti del Monte Cogliàns - il rilievo più alto del Friuli Venezia Giulia - e de La Chianevate, la cima che gli sta accanto e che chiude, con imponenza, la Valle del Bût.

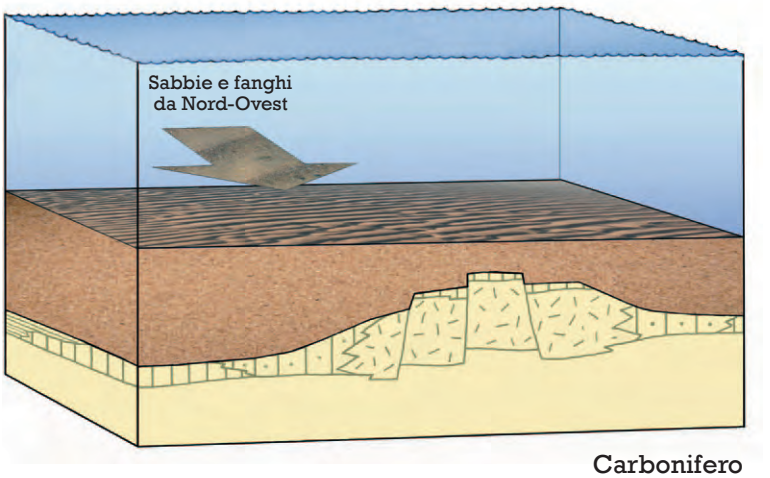
Antichissimi vulcani sottomarini (settori 2a, 2b, 2c)
330 milioni di anni fa

La Carnia e il Friuli all'inizio del Periodo Carbonifero erano già diventati un mare profondo e la scogliera del Devoniano era ormai un ricordo remoto. "*La ragione di tutto questo?*" Un abbassa-



a sinistra - Alla fine del Devoniano il grande corpo di scogliera sprofonda a causa di faglie distensive che abbassano i fondali marini.

sotto - Il mare si approfondisce e, nel Carbonifero, sabbie e fanghi, originati dalle erosioni fluviali della *catena ercinica*, provengono da Nord-Ovest e "seppelliscono" il vecchio corpo di scogliera.



mento progressivo dei fondali marini, accompagnato da fortissimi terremoti e relativi tsunami di inaudita potenza che scaricavano i propri effetti verso lontane fasce costiere.

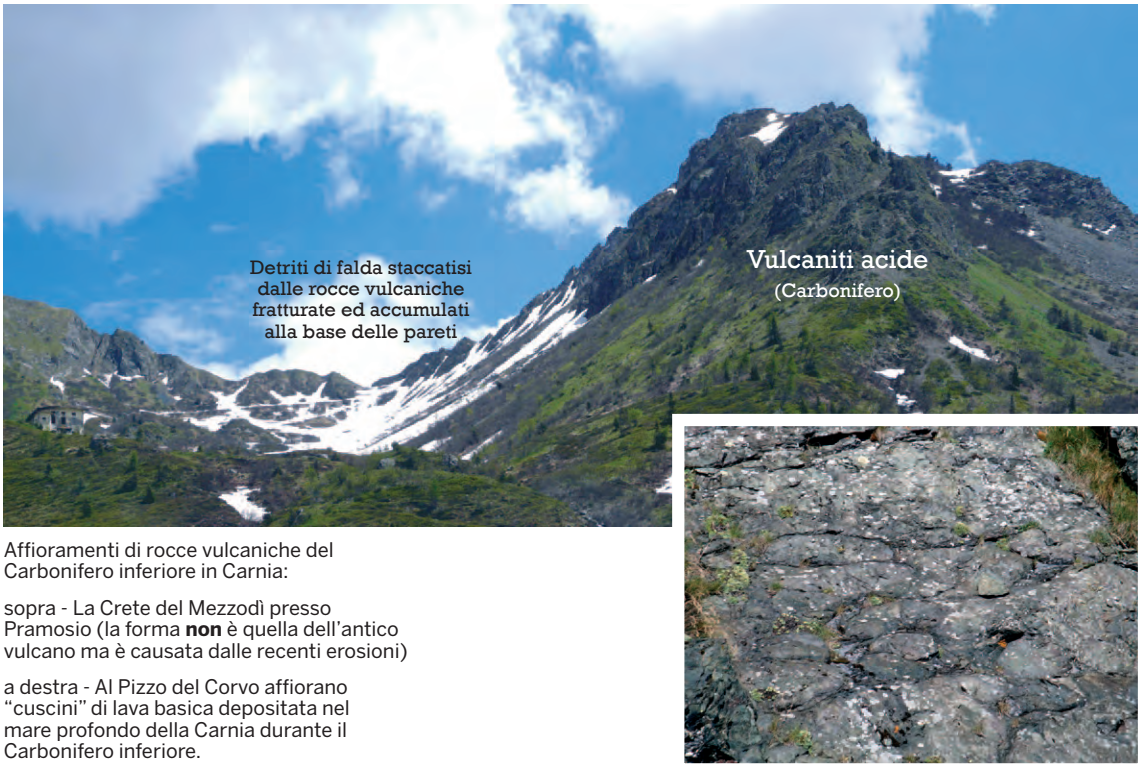
Il mare profondo della Carnia del Periodo Carbonifero richiamava sabbie e fanghi che franavano da lontani delta verso i nostri territori sottomarini. Lì si adagiavano sotto forma di migliaia di sottili strati paralleli, disposti ognuno sopra il precedente. I delta erano collocati verso le attuali zone dell'Alto Adige e dell'Austria occidentale.

Le corrispondenti rocce accumulate nel mare profondo della Carnia di quel tempo (che comprendono le due intercalazioni di depositi vulcanici di cui si parlerà tra poco) sono state chiamate dai geologi *Formazioni del Hochwipfel e del Dimon*.

Una delle domande classiche degli appassionati di geologia del Friuli è certamente questa: "*In territorio friulano, ci sono dei vulcani?*" La risposta è semplice: "*Ci sono, ma risalgono all'infanzia della regione*". Per trovarne i resti occorre andare a ritroso nel tempo di centinaia di milioni di anni. Alcuni tra questi antichi vulcani risalgono al Periodo Triassico e i loro principali centri eruttivi erano ubicati nel Tarvisiano; altri, ancora più antichi, eruttavano le loro lave nei mari del Carbonifero delle zone carniche.

Quelle stesse antichissime lave sottomarine oggi si possono toccare e raccogliere proprio in alcune delle montagne che si affacciano sulla Valle del Bût. Le loro particolari rocce laviche formano l'ossatura di quei rilievi. Sono, in altre parole, la "sostanza" (il SI FORMA), racchiusa sotto la superficie del territorio (prodotta dal SI MODELLA).

Apro una breve parentesi, servirà per non cadere in un errore molto comune. Avrete capito che i vulcani del Friuli - e di tutta l'Italia settentrionale - sono molto antichi, anzi antichissimi. I loro



Affioramenti di rocce vulcaniche del Carbonifero inferiore in Carnia:

sopra - La Crete del Mezzodì presso Pramosio (la forma **non** è quella dell'antico vulcano ma è causata dalle recenti erosioni)

a destra - Al Pizzo del Corvo affiorano "cuscini" di lava basica depositata nel mare profondo della Carnia durante il Carbonifero inferiore.

originari edifici, dalla forma spesso conica, appena dopo l'estinzione dei vulcani stessi finiscono per essere livellati dalle erosioni. In questi casi, quello che l'erosione risparmia viene coperto da nuovi strati di sedimenti. I vulcani, di conseguenza, non saranno più conservati come coni o piramidi, ma come delle enormi e ampie... frittate, racchiuse tra depositi rocciosi di altro tipo, accumulati *prima* e *dopo* le lave.

Qualcuno tra voi - quelli con maggiore "spirito geologico" - potrebbe però domandarsi: "*Perché allora molto spesso, quasi sempre, mi imbatto in antichissimi depositi lavici (triassici, o ancora più antichi) che hanno una forma... a cono vulcanico?*" Fate attenzione, l'aspetto delle montagne - grandi e piccole - è molto spesso a forma di cono o di piramide e questo è un effetto dovuto alle erosioni recenti (il SI MODELLA).

Quindi, anche le nostre enormi e piatte "frittate di lava", una volta che sono state spinte e sollevate dalle compressioni geologiche (il SI DEFORMA), saranno scolpite dalle acque e dai ghiacci (il SI MODELLA), i quali daranno origine a morfologie coniche o piramidali, più o meno regolari. Come vedete, queste forme del territorio non c'entrano nulla con quelle degli antichissimi, originari coni vulcanici.

Ora possiamo tornare ai prodotti lavici delle grandi eruzioni sottomarine del Periodo Carbonifero, verificatesi circa 330 milioni di anni fa. Nel lontano Carbonifero ci furono due momenti geologici nei quali, da una serie di profonde spaccature dei fondali sottomarini, cominciarono ad uscire le lave. Prima si trattò di lave acide, poi - dopo un periodo di interruzione dominato dall'arrivo di sole sabbie e fanghiglie - fu la volta delle lave basiche. Entrambe sono presenti nelle montagne della Valle del Bût.

Le prime, quelle acide (ricche in silice), le potete osservare e calpestare salendo a Pramosio, sopra l'abitato di Timau. Formano le pareti incombenti della Crete del Mezzodì (1980 m). In effetti a guardare dal basso questo rilievo roccioso sembrerebbe proprio un vulcano, ma voi ormai sapete che si tratta di un'illusione... morfologica, causata dai recenti modellamenti operati in tempi recenti dalle acque e dai ghiacci.

Il secondo tipo di lava, quella basica (povera in silice), lo trovate al Monte Zoufplan (1999 m), posto sull'altro lato della valle rispetto alla Crete del Mezzodì. Nei pressi della sommità del Monte Zoufplan, guardando la carta topografica, troverete un modesto ma interessante rilievo: il Pizzo del Corvo (1945 m). È collocato nei pressi dell'unica strada sterrata che risale la montagna ed è quindi facilmente raggiungibile. La sua particolarità è quella di essere formato da grandi bolle di lava basica, accatastate sull'altra. Una meraviglia geologica!

Pensate che quelle lave così particolari si sono accumulate su un fondale sottomarino alla profondità di almeno 1000 m. Oggi, quelle stesse lave si trovano a 2.000 m di altezza sul livello del mare. Questo vuol dire che durante la loro lunga esistenza geologica sono state sollevate fino a 3 chilometri di altezza: potenza delle compressioni crostali.

L'accumulo di nuovi sedimenti si prende una lunga pausa *320-260 milioni di anni fa*

Una cosa che non manca mai nell'incredibile film geologico della Valle del Bût e il "colpo di scena". Vi sarete accorti che il territorio è una sorta di mutevole camaleonte. È sufficiente attendere che il tempo geologico scorra, per vedere intorno a voi il palcoscenico naturale - il paesaggio o ambiente che dir si voglia - trasformarsi da mare basso, brulicante di organismi, a mare profondo e buio, rischiarato solo da improvvise risalite di magma incandescente!

E questo è solo l'inizio delle intense trasformazioni che interessarono i territori di questa vallata. Di lì a poco i fondali sottomarini smisero di sprofondare ed abbassarsi, invertendo il proprio movimento. La Carnia, e con essa l'intero settore nord-orientale d'Italia, fu compressa e schiacciata da una morsa incredibilmente tenace.

Una specie di gigantesca, enorme mano geologica capace di strizzare e accartocciare - come fossero delle sottili pagine di giornale - i 4 chilometri di strati fino a quel momento deposti nell'intervallo di tempo compreso tra il Periodo Ordoviciano e quello Carbonifero. Era in atto un'*orogenesi* - dal greco *formazione di montagne* - ossia il risultato di uno scontro fra placche geologiche (le cosiddette *placche litosferiche*, così chiamate dai geologi, nelle quali è suddivisa la crosta terrestre).

I geologi, quasi 320 milioni di anni dopo, l'avrebbero chiamata *orogenesi ercinica* (detta anche *orogenesi varisica*), per distinguerla dall'*orogenesi alpina*, molto più recente. I fondali sottomarini profondi emersero a causa delle compressioni e tutte le rocce che essi racchiudevano (dal Carbonifero giù, fino all'Ordoviciano) furono piegate, affastellate e spinte verso l'alto (SI DEFORMA). Tanto in alto che cominciarono ad emergere dal mare.

Il calendario della Terra scandiva i 320 milioni di anni fa. Sulle rocce emerse agirono le erosioni dei fiumi e dei torrenti del tempo. La catena montuosa, antichissima e primordiale, dopo qualche milione di anni finì per essere spianata dalle acque e ridotta a modeste colline. In questi casi è come tagliare ad altezza d'uomo un enorme tronco. La pianta non viene sradicata: la sua parte basale e le radici restano a testimonianza di tutta la sua lunga esistenza.

È stato così anche per le rocce paleozoiche della Valle del Bût che un antichissimo SI DEFORMA ha stritolato e spiegazzato, e che il successivo SI MODELLA ha inciso e piallato a dovere, ma senza riuscire ad eliminarle del tutto. Tant'è che sono giunte fino ai giorni nostri, a testimonianza di quanto è accaduto nel più remoto passato del nostro territorio.

Una pianura arrugginita e una laguna che evapora (settori 3a, 3b)
255 milioni di anni fa

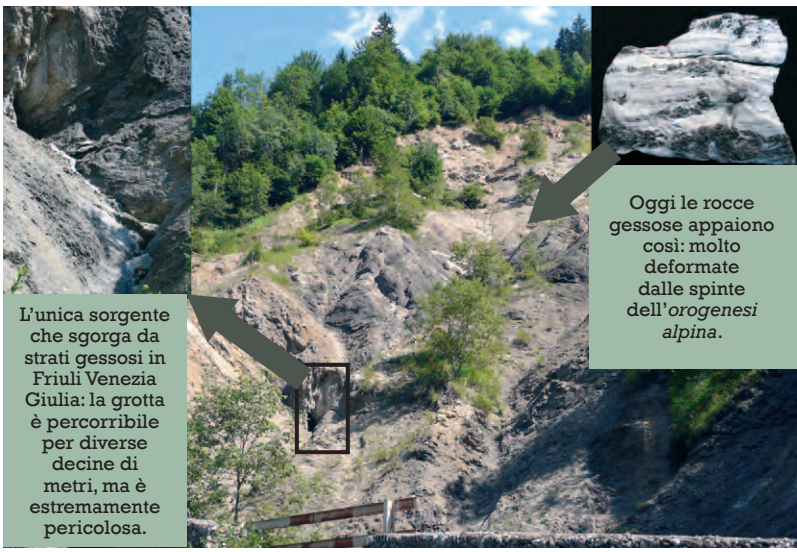
Da questo istante la scena del *geofilm* ancora una volta cambia in modo radicale. Sono trascorsi oltre 50 milioni di anni dall'ultima compressione dell'*orogenesi ercinica*. Le "montagne antiche" si erano trasformate in colline e i grandi corsi d'acqua che le avevano erose e piallate cominciarono a coprire i loro resti con strati di sabbia e fango.

Le sabbie e i fanghi fluviali ben presto si ossidarono, rivestendosi di una sottilissima patina rossastra a causa del clima che stava facendosi man mano più arido e secco. La grande pianura diventò di colore rosso mattone. Alimentata dalle piene dei fiumi, riuscì a formare - strato su strato - fino a 250 m di depositi. Si estendeva ben oltre i territori della futura Carnia. Con i suoi caratteristici depositi coprì un'area ampia migliaia di chilometri quadrati.

I geologi hanno chiamato *Arenaria di Val Gardena* questa sorta di spessa "coperta arrugginita" gettata sulle radici deformi delle "montagne antiche", i rilievi piallati della *catena ercinica*. Una "coperta rocciosa" fatta di sabbie cementate e indurite (trasformate in *arenarie*) e di fanghi compatti e cementati (trasformati in *peliti*). Dopo 10 milioni di anni di vita, anche la pianura del Periodo Permiano "morì". La causa della sua scomparsa fu un progressivo... annegamento. Il continuo, seppur lento abbassamento del territorio aveva favorito l'ingresso del mare, in avanzamento da Sud-Est.

Agli ultimi strati fangosi dell'antica pianura rossa cominciarono così a sovrapporsi delle rocce molto differenti. Si trattava di fittissimi strati di gesso, generati dalla continua evaporazione

Torrente Gladegna, Bosco Giai (Cercivento): antiche sabbie (oggi arenarie) e fanghi (oggi peliti) deposti in una vasta pianura (*Arenaria di Val Gardena*, Permiano superiore).



Località Durone, Val Pontaiba (Ligosullo): una parete rocciosa formata da prevalenti strati di gesso depositati in una laguna le cui acque evaporavano periodicamente. L'acqua che scorre fra i livelli di gesso ha creato una piccola sorgente.

delle acque marine che, a impulsi successivi, coprivano i territori dell'alto Friuli con sottili lame d'acqua salata.

Le rocce rosse dell'antica pianura del Permiano - col quale 250 milioni di anni fa si chiuse l'Era Paleozoica - fanno bella mostra di sé nei pressi di Paluzza, lungo l'incisione del Rio Gladegna, in sponda idrografica destra. Sempre nei pressi di Paluzza, ma questa volta dalla parte opposta, lungo la sponda sinistra della Val Pontaiba, potete trovare e raccogliere pezzi di gesso di età permiana.

Con la loro presenza testimoniano l'"annegamento" dell'antica pianura rossa, avvenuto poco più di 250 milioni di anni fa. Questi gessi appartengono alla *Formazione a Bellerophon* e qui, nei pressi di Treppo Carnico, formano pareti rocciose spettacolari.

Rocce multicolori per un arcobaleno di pietra (settore 4)
240 milioni di anni fa

Il mare, da questo momento in poi, tornò ad essere il protagonista assoluto sul vasto palcoscenico geologico dell'Italia nord-orientale. La sua progressiva avanzata da Sud-Est era iniziata durante la fine del Periodo Permiano. Già all'inizio del successivo Periodo Triassico, la sua opera di conquista poteva considerarsi conclusa.

Il Friuli di allora, visto dall'alto, appariva ormai come un'unica distesa d'acqua salata. La grande pianura rossa permiana e, ancor più indietro nel tempo, le "montagne antiche" della cosiddetta *catena ercinica*, erano ormai un ricordo lontano.

Per farvi comprendere meglio qual era l'aspetto e il confine del mare che nel Triassico inferiore aveva ormai coperto tanto i territori della futura Valle del Bût quanto l'intero Triveneto centrale e settentrionale, sarà sufficiente continuare a seguire il nostro *geofilm* in 3D che intanto non

Località Araseit, presso Arta Terme: il passaggio fra Permiano e Triassico (quindi fra Paleozoico e Mesozoico).

Rio Randice, Arta Terme: affioramento della Formazione di Werfen.

si è mai interrotto. La macchina da presa sale verticalmente, allontanandosi dalla superficie marina. Più sale e più l'area di ripresa si allarga, verso Ovest e verso Sud.

Ecco che sullo schermo cominciano ad apparire delle lontane coste e il nostro mare del Triassico inferiore diventa una grande insenatura. Le coste delimitavano dei territori emersi in lento sollevamento. Una linea di riva era posizionata tra il Trentino e la Lombardia, l'altra - quella meridionale - correva lungo la congiungente tra le odierne città di Padova, Venezia e Trieste.

Il clima intanto era diventato più umido e piovoso. Le piogge che cadevano sui territori emersi formavano dei fiumi. I corsi d'acqua, come sempre accade, trasportavano ciottoli, sabbie e fanghi verso il mare. Ma questa volta il mare, a differenza di quello del Carbonifero inferiore, era diventato ovunque basso e uniforme. Le sue profondità massime raggiungevano le poche decine di metri.

Occasionalmente, le sabbie e i fanghi superavano le zone dei delta costieri e riuscivano a distribuirsi su tutti i bassi fondali marini della grande insenatura, compresa l'area della futura Valle del Bût. Se la velocità di accumulo delle sabbie e dei fanghi sotto il livello del mare è lenta, anche questi possono ossidarsi e diventare rossi, tanto quanto i depositi di una pianura. Difatti, non è raro trovare pacchi di strati di età triassica inferiore nettamente rossi.

Quando poi s'interrompeva l'apporto di sabbie e fanghi portati al mare dai fiumi, prendevano il sopravvento i depositi "locali", quelli formati direttamente nel mare grazie a miliardi di microscopici gusci calcarei o ad infinitesime particelle fangose, sempre di natura calcarea. Questi ultimi depositi, differenti per origine dai precedenti (che si erano generati per erosione di territori emersi), hanno assunto colorazioni varie: grigie, azzure, gialle (se ricche di idrossido di ferro), rosate, marrone chiaro... Il risultato finale l'avete sotto i vostri occhi, guardando le corrispondenti rocce stratificate multicolori.

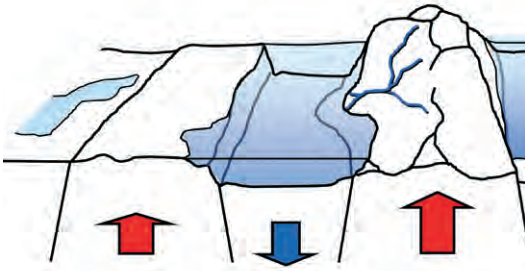
Gli strati formati nel Triassico inferiore si distinguono da tutti gli altri che li precedono e li seguono per il fatto di essere un... "fritto misto" di rocce sedimentarie di vari tipi e di tanti colori. Una sorta di magico arcobaleno di pietra. I geologi li hanno chiamati complessivamente *Formazione di Werfen*.

Questi pacchi di strati particolari, sempre in livelli sottili ed evidenti, si riconoscono con facilità in tutto l'arco alpino nord-orientale, dalle Dolomiti alla Carnia e al Tarvisiano. Il loro spessore complessivo varia, aumentando in modo regolare dalle Dolomiti occidentali (350 m), a quelle orientali (500 m), alla Carnia (720 m), mentre mancano al momento i dati per il settore tarvisiano.

Oggi la Valle del Bût ci riserva due siti particolari nei quali osservare gli antichi depositi del Triassico inferiore. Sono posti uno di fronte all'altro. Il primo, lungo il Torrente Bût, è visibile dal ponte della Strada Statale 52bis che attraversa il Rio Randice. Il secondo invece è collocato lungo il basso corso del Rio Randice, nella profonda incisione che sgretola il Monte di Rivo, sopra Piano d'Arta.

Una laguna grande come mezza Europa! (settore 5)
210 milioni di anni fa

Il primo tempo del *geofilm* dedicato all'*infanzia*, *adolescenza* e *maturità* della Valle del Bût sta volgendo al termine. Ancora una volta la trama del nostro *geofilm*, dopo aver indugiato sulle caratteristiche "rocce arcobaleno" del Triassico inferiore, riprende a scorrere veloce. Una manciata di fotogrammi basta per documentare l'evoluzione del territorio durante il Triassico medio e la prima parte del Triassico superiore.



Faglie attive

Durante il Triassico medio, ed in parte anche nel superiore, i diversi settori di Carnia e Tarvisiano si comportavano come tasti di un pianoforte.

La parte sommitale del Monte Amariana.

Nella *Dolomia Principale* sono presenti infiniti livelli laminati di stromatoliti, legate all'accumulo di sottili livelli di carbonato di calcio ad opera di alghe.

Scendere nei particolari in questo caso non gioverebbe a nessuno. Basti sapere che durante questo intervallo di tempo, durato al massimo 20 milioni di anni, tutto il territorio triveneto, dalle Dolomiti al Tarvisiano passando per la Carnia, può essere paragonato a un... organetto! O meglio, alla tastiera di quegli organetti meccanici i cui tasti si muovono da soli una volta scelta e impostata la melodia inserendo una scheda perforata.

Ebbene sì, i fondali marini triassici furono spezzati da numerose, estese fratture verticali (trasformate in faglie) che ora sollevavano, ora abbassavano grandi settori sottomarini. Alcuni emergevano, altri sprofondavano, per poi scambiarsi i ruoli. Proprio come - in piccolo - si comporterebbero i tasti di un organetto meccanico. Verso la fine del Triassico superiore questo alzarsi ed abbassarsi del territorio (un... territor*yo-yo*!) ebbe termine. I movimenti delle faglie si calmarono e ovunque finì per ristabilirsi la calma.

I fondali sottomarini erano tornati tranquilli e il mare - ancora una volta - era tornato padrone di tutto il territorio. Questa volta però, aveva fatto le cose in grande, molto in grande. Non si era limitato ad impadronirsi dell'Italia nord-orientale. Con un colpo ad effetto si era esteso a coprire tutta l'Europa meridionale del tempo. Italia, Francia, Germania, Austria, Svizzera, Slovenia...

Se per ipotesi foste vissuti verso la fine del Triassico superiore, camminando da una nazione all'altra il paesaggio sarebbe rimasto il medesimo. Ovunque vi avrebbe accompagnato il panorama uniforme di una immensa laguna. Si trattava di un mare molto basso, ricco di alghe e fanghiglie chiare di composizione calcarea.

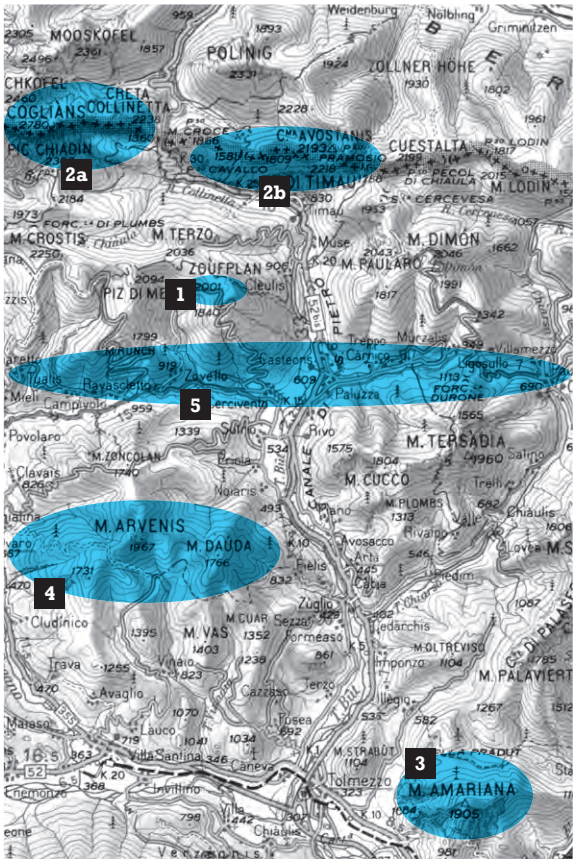
La grande laguna - collocata in posizione tropicale, a Nord dell'equatore - sopravvisse per molti milioni di anni. Sui suoi fondali finirono per accumularsi, uno sull'altro, fino a 2.000 metri di strati sottilissimi, ognuno spesso da pochi millimetri a qualche centimetro.

Metà di questi straterelli è formata da fanghiglia, da tempo immemorabile trasformata in roccia compatta, l'altra metà da tappeti di alghe "speciali". Loro stesse erano in grado di rivestirsi di fanghiglia chiara e, naturalmente, di trasformarsi col tempo in roccia. Se guardate da vicino un banco di queste rocce del Triassico superiore - chiamate dai geologi *Dolomia Principale* - non sarà difficile riconoscere i due tipi di deposito: alghe e fanghi, in sottili alternanze.

Li ritroverete uguali identici nelle montagne di tutta l'Europa meridionale. Anche le Tre Cime di Lavaredo sono fatte di *Dolomia Principale*! Lungo la Valle del Bût formano, quasi per intero, il Monte Amariana. È proprio lì che è facilissimo riconoscerle e raccoglierle nei detriti rocciosi erosi alla montagna e distribuiti a ventaglio dal Rio Citate, ai piedi del maestoso rilievo roccioso che sovrasta gli abitati di Tolmezzo ed Amaro (vedi capitolo SI MODELLA).

SI DEFORMA

Valle del Bût: l'*adolescenza*



La Valle del Bût con i settori descritti nel testo.

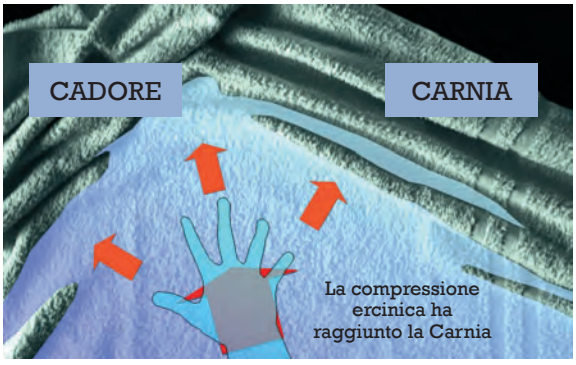
Non sempre il periodo dell'infanzia trascorre per tutti in modo tranquillo, senza importanti traumi. Pensiamo - ma gli esempi potrebbero essere molti - a quei bimbi che, da un giorno all'altro, si trovano coinvolti in scenari di guerra. La guerra prima o poi finisce, ma i suoi orrori, con i lutti e le immancabili devastazioni, resteranno presenti per sempre nella memoria di quei bambini.

La loro infanzia intanto ha continuato a scorrere, non si è mai interrotta. Semplicemente ha incorporato le situazioni e gli eventi, tranquilli e tragici, che ha attraversato.

Qualcosa di molto simile è accaduto ai territori solcati dalla Valle del Bût e, più in generale, alle complessive Alpi Carniche. La loro infanzia, iniziata nel lontano Ordoviciano (Paleozoico) e proseguita poi nel Mesozoico, a un certo punto della sua storia ha incorporato un evento devastante, paragonabile a una improvvisa guerra. Si trattò dell'*orogenesi ercinica*, la gigantesca collisione crostale descritta a metà del capitolo precedente.

L'orogenesi comporta l'emersione del territorio e si può riconoscere per la presenza di "discontinuità" come quella qui illustrata fra le Vulcaniti della *Formazione del Dimon* (Carbonifero inferiore) e l'*Arenaria di Val Gardena* (Permiano superiore) riconoscibile nel versante Sud-Ovest del Monte Zoufplan (settore 1).

Il modello proposto ci aiuta a comprendere gli effetti dell'orogenesi ercinica in Carnia e nel Cadore.



Poi era tornata la calma e una "coperta rossa" (la pianura permiana, l'*Arenaria di Val Gardena*) aveva finito con lo stendere un velo pietoso sui resti contorti e devastati di quella mega-collisione fra continenti. Tutto era ripreso con la tranquillità che di norma si addice all'infanzia. A tutti i tipi di infanzia, compresa quella dei territori.

Le "montagne antiche" della Valle del Bût (settori 2a, 2b)
320-305 milioni di anni fa

Cercandole con cura, è ancora possibile imbattersi nelle deformazioni causate dall'*orogenesi ercinica*. La Valle del Bût, anche sotto questo aspetto, costituisce quanto di meglio potremmo sperare di trovare. È sufficiente tornare lungo la zona di confine con l'Austria, tra il massiccio Cogliàns-Chianevate e la Creta di Timau, ed osservare con attenzione le geometrie disegnate dagli strati rocciosi di età devoniana e dalle spesse rocce che li hanno coperti durante il Carbonifero.

Nelle grandi pieghe del massiccio del Cogliàns, la mancanza degli strati del Carbonifero (2) sopra quelli del Devoniano (1) è dovuta all'erosione prodotta soprattutto dai ghiacciai.

Ci appariranno alcune enormi pieghe, grandi quanto intere montagne e oltre. Sono l'effetto di quella "guerra geologica" (l'*orogenesi ercinica*) che ha turbato l'infanzia della Valle del Bût e delle intere Alpi Carniche.

La ricerca degli effetti prodotti dall'antichissimo SI DEFORMA - quello legato all'*orogenesi ercinica* - darà presto i suoi frutti. Dopo avere completato le osservazioni legate al SI FORMA ed essere scesi fino al settore del Monte Amariana, di fronte al paese di Amaro, dove le ac-

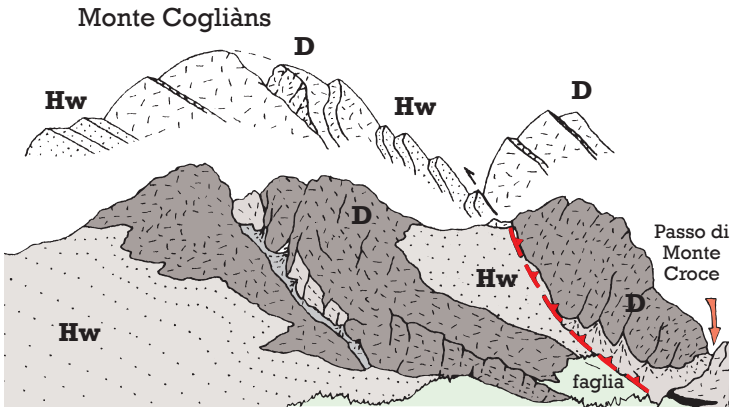


Foto e disegno mostrano e chiariscono una testimonianza tangibile dell'*orogenesi ercinica* tramandataci attraverso il tempo geologico.
Il Monte Cogliàns è il rilievo più alto delle Alpi Carniche. È formato da rocce calcaree devoniane (D) ammantate da arenarie di età carbonifera (Hw).

La successione descritta, in origine orizzontale, ha subìto un vistoso macro-piegamento durante la fase finale dell'*orogenesi ercinica*.

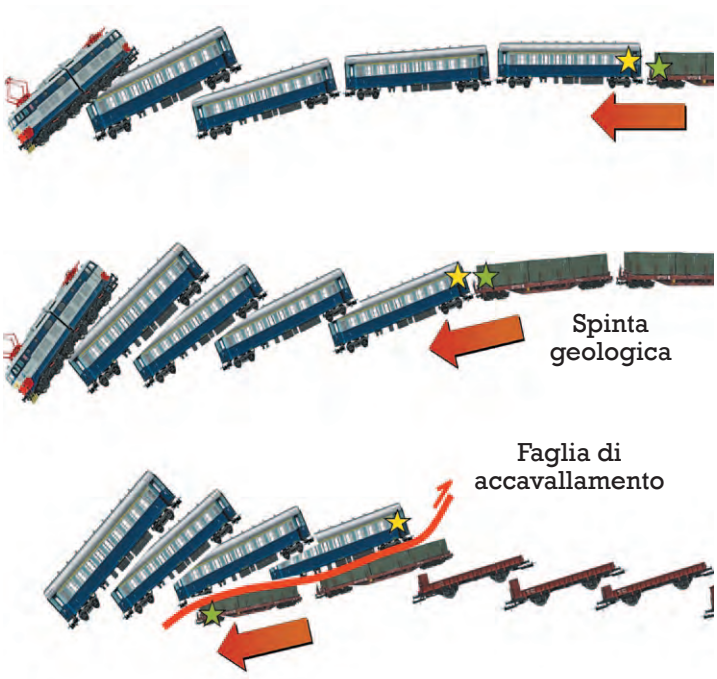
que del Torrente Bût si confondono in quelle del Fiume Tagliamento, per trovare quello che ora cerchiamo dobbiamo fare ritorno alle zone in cui il nostro viaggio aveva avuto inizio. Verso settentrione, verso la testata della Valle del Bût.

Questa volta sosteremo a Timau, di fronte all'omonima Creta che, con le sue ripide pareti a strapiombo, incombe sul paese con un unico salto di oltre 1.000 metri. Mentre noi ci fermiamo, il *geofilm* sull'evoluzione della Valle del Bût riprende a scorrere, riportandoci a 320 milioni di anni fa, anno più anno meno.

Nella tecnica cinematografica si chiama *flashback* che, tradotto alla lettera, significa *lampo-indietro*, ossia un'illuminazione o una re-visione con maggiore dettaglio di qualcosa che è già accaduto (vedi capitolo precedente). Questo *flashback* in effetti ci riporta al momento in cui, nel volgere di pochi milioni di anni, la Valle del Bût del lontano Carbonifero da mare profondo si trasformò in montagna!

Torna buio in sala e sullo schermo prende forma un panorama che ci risulta familiare. Ecco un fondale sottomarino molto profondo, rischiarato a tratti dai bagliori delle eruzioni laviche. Gli effetti del *surrounding* amplificano i boati delle effusioni laviche. Poi, qualcosa cambia. All'inizio è solo il tipo di rumore. I boati si stanno trasformando in rombi, cupi e prolungati. Questa volta non si tratta più di eruzioni ma di terremoti, sempre più violenti.

A questo punto anche lo scenario comincia a modificarsi. Nel frattempo i vulcani si sono estinti. I fondali sottomarini adesso si inarcano, si spezzano. Enormi settori i cui sedimenti, sotto le lave, sono già diventati roccia compatta, sono ora sollevati e affastellati uno sull'altro. I quattro chilometri di rocce stratificate deposte dall'Ordoviciano al Carbonifero stanno per essere coinvolti nelle compressioni tettoniche dell'*orogenesi ercinica*.



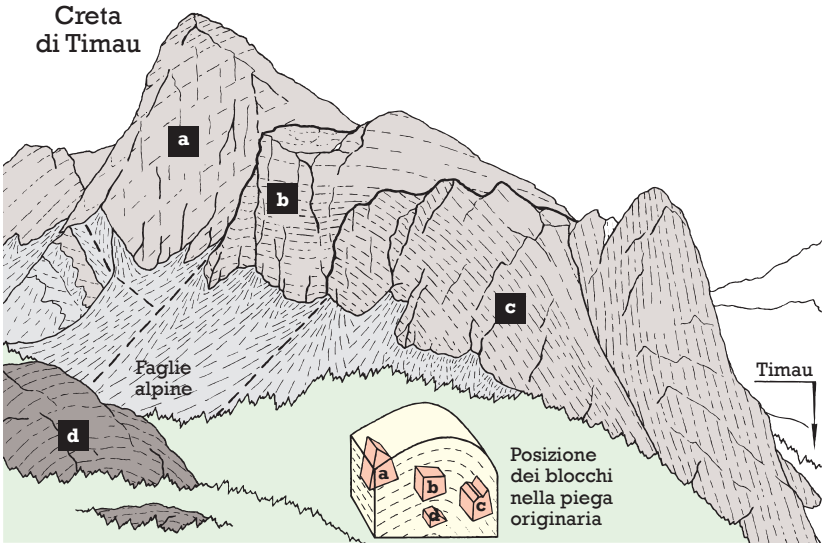
Il "disegno dinamico" si appropria del concetto tettonico di accavallamento e cerca di renderlo più... digeribile. Osservate la posizione delle stelle - che indicano due punti adiacenti - quando fra di esse si genera una faglia: la posizione finale delle stelle indica lo spostamento ("rigetto di faglia").

Si comporteranno come gigantesche tegole spinte di lato. Ogni "tegola tettonica" si affastellerà su quella adiacente. Ognuna sarà spessa da qualche decina a molte centinaia di metri; in qualche caso supererà il chilometro.

Lo schermo aumenta via via la propria luminosità: è l'effetto dei raggi solari che ora riescono ad illuminare i fondali marini inarcati e sollevati verso la superficie dalle incessanti compressioni geologiche. Nel *geofilm* accelerato basta meno di un minuto per trasformare quei fondali sottomarini in isole e poi in catena montuosa, la *catena ercinica*. Sono proprio gli ultimi secondi di questa concitata sequenza a interessarci maggiormente e, come d'incanto, la proiezione rallenta.

Con la pellicola che ora scorre a velocità ridotta, ci accorgiamo che tutte le rocce fino a questo momento affastellate come tegole adesso... continuano a "muoversi", ma in modo differente rispetto a prima. Questa volta le rocce (le stesse di prima) si deformano generando non più le piatte "tegole tettoniche" accavallate una sull'altra, ma una serie di enormi pieghe alte fino a un paio di chilometri.

Una-due-tre... Percorrendo i sentieri delle Alpi Carniche lungo la fascia di rocce di età ordoviciano-carbonifera, ancora oggi si possono contare fino a cinque differenti mega-pieghe erciniche!



Nell'area della Creta di Timau gli strati calcarei del Devoniano formano una grande piega generatasi circa 320 milioni di anni fa, durante l'*orogensi ercinica*. Circa 20 milioni di anni fa (*orogenesi alpina*) una serie di faglie verticali ha spezzato e spostato in blocchi (a, b, c, d) la grande piega ercinica. Una sorta di gigantesco cubo di Rubik.

Ognuna alla base ha una grande faglia che fa da "scollamento" e tutte sono adagiate lateralmente una all'altra, come se stessero giocando alla cavallina e un fotografo di passaggio ne avesse immortalato l'attimo.

Una di queste mega-pieghe è visibile proprio nelle rocce della Creta di Timau e nei rilievi limitrofi. Oggi la possiamo osservare, toccare e percorrere, ma dobbiamo renderci conto che NON può essersi formata in superficie, né a poche centinaia di metri di profondità. Un paragone vi aiuterà a capire meglio.

Prendete una confezione di riquadri di pasta per lasagne. Sovrapponetene tre o quattro (le nostre "tegole tettoniche") e ora con due mani provate a piegarle... *Mission impossible*! Si spezzeranno frantumandosi, ma di pieghe nemmeno l'ombra. Basta però buttarle nell'acqua bollente per pochi minuti e il loro piegamento diventerà un gioco da ragazzi.

È bastato riscaldarle. In natura - e ora stiamo parlando nuovamente di rocce - il riscaldamento è per buona parte funzione della profondità crostale alla quale viene a trovarsi col passare del tempo una successione rocciosa. Di norma la temperatura aumenta di 3°C ogni 100 metri di profondità. Un pacco di rocce collocato a soli 5 chilometri sotto la superficie terrestre è dunque già sottoposto mediamente a temperature di 150°C.

Per non parlare della pressione che subisce, dovuta al carico di tutte le rocce soprastanti (e laterali!). Ne derivano condizioni che favoriscono la deformazione plastica delle rocce, le quali finiscono per piegarsi con facilità!

Un'ultima considerazione sulle "montagne antiche", ancora perfettamente riconoscibili in tutte le Alpi Carniche. Proviamo a retro-deformare la vecchia catena montuosa ercinica. *Retro-deformare* significa "togliere a una successione rocciosa gli effetti dovuti alle pieghe e alle faglie facendo tornare i suoi strati com'erano in origine, ossia in successione orizzontale".

In altre parole, se avessimo un giornale appallottolato, "retro-deformarlo" significherebbe ridistenderlo recuperando la sua ampiezza originaria. Questa operazione, con un semplice rapporto fra dimensioni finali e iniziali, aiuta a comprendere l'entità del raccorciamento subìto. Sia per il giornale, sia per i volumi di rocce.

Ebbene, se retro-deformiamo la catena ercinica - le "montagne antiche" dell'alto Friuli - otteniamo l'estensione originaria di quelle stesse rocce: era ben 5 volte più ampia di quella odierna.

Le "montagne nuove" della Valle del Bût
20 milioni di anni fa

La nascita e crescita delle "montagne antiche" - quelle dell'*orogenesi ercinica* di oltre 300 milioni di anni fa - possono essere dunque considerati episodi ancora legati all'*infanzia* della Valle del Bût. Non è più così per le "montagne nuove", effetto evidente a tutti di quelle compressioni geologiche che da alcune decine di milioni di anni stanno continuando a "strizzare" le Alpi e gli Appennini.

Sono le "montagne nuove" a segnare l'*adolescenza* del nostro territorio. Questo perché la loro nascita e crescita ha cambiato radicalmente - e per ora definitivamente - il suo modo di evolversi. Fino a tutto il Mesozoico (o Era Secondaria) era stato il SI FORMA a dominare.

Poi, durante il successivo Cenozoico (o Era Terziaria), ha preso il sopravvento il SI DEFORMA, il quale perdura tuttora, come attestano le ricorrenti crisi sismiche che periodicamente colpiscono il Friuli.

Pensate che il Friuli (Carnia compresa), assieme ai limitrofi settori bellunese e sloveno, è l'unica area di tutto l'arco alpino - dalle Alpi Marittime a quelle Giulie - a risentire di terremoti che hanno intensità (*magnitudo*) davvero elevata. C'è un'altra considerazione interessante. Emerge quando si parla di retro-deformazione (ricordatevi la *catena ercinica* e il foglio di giornale). Se retro-deformiamo le "montagne nuove" del territorio italiano, dalla Lombardia al Friuli, otteniamo per le zone lombarde e venete un fattore 2 di raccorciamento.

Cioè, il territorio che ora - con le deformazioni alpine - occupa una certa larghezza, un tempo - prima dell'*orogenesi alpina* - era largo il doppio. Se invece lo stesso calcolo lo applichiamo al territorio alpino e prealpino friulano, il raccorciamento corrisponde a... un fattore 3! In altre parole, la larghezza odierna delle Alpi e Prealpi Carniche oggi è pari a 1/3 della loro estensione originaria.

Per i più attenti (e per quelli che sanno ragionare) aggiungo una considerazione. L'*orogenesi alpina* in Friuli ha piegato, fagliato e raccorciato tutto quello che aveva età più antica di 20-30 milioni di anni. Il raccorciamento questa volta è stato pari a 1/3 dell'estensione originaria occupata da quelle stesse rocce prima di essere deformate. Anche in questo caso un bel risultato, non c'è che dire!

Ora però proviamo ad applicare questo dato... alle rocce dell'alto Friuli. A quelle rocce che formavano e formano il nucleo deformatissimo della *catena ercinica*, alle "montagne antiche". Il loro raccorciamento era già 1/5 alla fine dell'*orogenesi ercinica*. Poi, circa 300 milioni di anni dopo, l'*orogenesi alpina* ha ulteriormente ridotto a 1/3 la loro estensione. Ma questo significa che le rocce che hanno subito sia l'*orogenesi ercinica* che l'*orogenesi alpina* alla fine hanno avuto un raccorciamento medio pari a... 1/15 (1/5 x 1/3)! Gulp!!

Se uniamo questo dato a quello precedente, che sottolineava l'elevata sismicità del settore montano friulano, il quadro che emerge è quello di un territorio decisamente dinamico. Pieghe e faglie dunque, capaci insieme di stravolgere l'aspetto originario di un territorio.

Il secondo tempo del *geofilm* sull'evoluzione geologica della Valle del Bût, sta per avere inizio. Lo schermo ripropone l'inquadratura del Monte Amariana visto dall'alto. Si riprende da quella che era stata l'ultima tappa (documentabile) del SI FORMA.

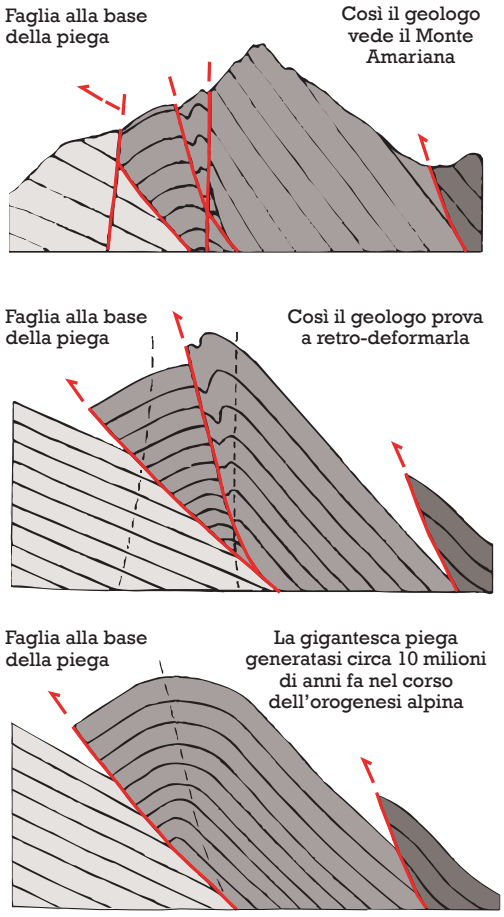
È in quel medesimo settore che cominceremo a trovare gli indizi in grado di farci comprendere anche l'evoluzione legata al più recente SI DEFORMA, all'affermazione dell'*orogenesi alpina*. Quell'evento deformativo che è stato capace di dare un'impronta determinante all'*adolescenza* del nostro territorio.

Una piega grande come una montagna! (settore 3)

Una montagna non è solamente un rilievo. Sotto l'eventuale copertura vegetale si nasconde un nucleo roccioso. La vegetazione e il suolo, quando presenti, sono una specie di vestito. Leggero o pesante esso sia è sempre un sottile rivestimento rispetto a quello che può essere considerato il "corpo" roccioso che copre e nasconde. Nel caso del Monte Amariana questa copertura è molto sottile, spesso addirittura assente. Quando questo accade la montagna svela tutti i propri misteri.

Il mistero questa volta è collegato all'origine stessa del Monte Amariana. Sono ancora molti quelli che in Carnia sono certi che il monte sia... un vulcano. La ragione di una simile convinzione (errata) è dovuta unicamente alla sua forma piramidale. Noi però sappiamo che le rocce di questo rilievo sono tutt'altro che vulcaniche (vedi capitolo SI FORMA). In aggiunta, il Monte

Il massiccio del Monte Amariana e, nel disegno, la ricostruzione delle sua struttura dalla condizione attuale (in alto) a quella di 10 milioni di anni fa (in basso).



Amariana conserva e tramanda attraverso il tempo geologico una serie di evidenze in grado di raccontarci anche il proprio passato deformativo.

Ed è qui che il *geofilm* comincia a mostrarci quello che gli originari strati orizzontali del Monte Amariana hanno sopportato durante lo scorrere del tempo geologico, fino ad assumere le attuali geometrie, molto inclinate.

L'orologio della Terra scandiva circa i 15 milioni di anni fa. Africa ed Europa, in lenta collisione, stavano schiacciando e stritolando le rocce tra loro interposte. L'alto Friuli subiva tutto questo e si stava di conseguenza sollevando. Da tempo la successione rocciosa che oggi forma il Monte Amariana stazionava ad alcuni chilometri di profondità, ancora sepolta sotto le spesse successioni di età giurassica e cretacica. Tutte queste rocce conservavano ancora il loro originario assetto geometrico orizzontale. Avrebbe resistito ancora per poco.

Africa ed Europa quando spingono, spingono di brutto. Senza favoritismi né sconti. In questi casi la deformazione diventa solo una questio-

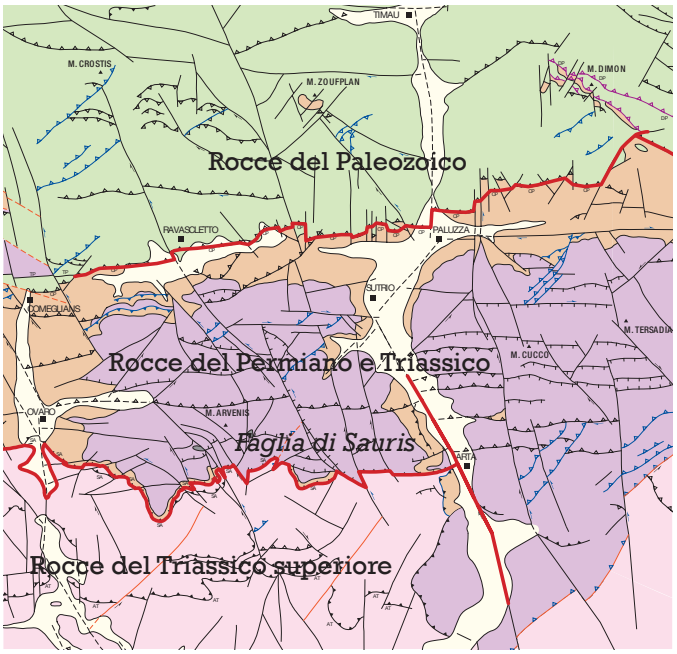
ne di tempo. E il tempo per le rocce del futuro Monte Amariana era arrivato. Il calendario della Terra segnava il Miocene.

È convinzione comune che quando un volume roccioso si deforma, si generano o solamente pieghe o soltanto faglie. Dove si riscontrino entrambe si è portati a pensare che le due famiglie di deformazioni si siano sovrapposte nello stesso volume di rocce dopo essersi generate in tempi differenti. In certi casi questo può anche essere vero, ma è altrettanto innegabile che quasi tutte le grandi pieghe si formano... assieme a una grande faglia!

La grande faglia sta "sotto" alla grande piega e ne guida sia il progressivo sviluppo, sia lo spostamento "in avanti", sia l'immancabile sollevamento della complessiva successione piegata. Una sinergia che, replicata molte volte, porta immancabilmente alla formazione di una catena montuosa. È quanto accadde nel Miocene agli strati del Monte Amariana nel corso di una deformazione a *piega-faglia* che durò complessivamente alcuni milioni di anni.

La *Faglia di Sauris*: come fare sparire 20 km di Carnia! (settore 4)

Quando nel nostro *geofilm* riusciamo a "vedere" la successione rocciosa del Monte Amariana che si piega, si spezza (si faglia!), si affastella e si solleva, è un po' come avere ricostruito un angolo di un grande *puzzle* dal disegno sconosciuto. Sarà d'aiuto per comprendere la figura finale, ma il risultato ottenuto da solo non potrà servire a più di tanto. La figura totale del grande *puzzle* in questo caso rappresenterà la conoscenza del SI DEFORMA. Diventa allora indispensabile trovare altri gruppi di tessere simili che consentano di ricostruire altri disegni parziali.



Schema delle deformazioni dell'area centrale carnica con la posizione della *Faglia di Sauris*.

Questa nuova possibilità la incontriamo risalendo la Valle del Bût e concentrandoci sui rilievi che ne formano il versante destro. La scena ora si sposta dal fondovalle, all'altezza di Arta Terme, ai versanti meridionali dei Monti Arvenis e Daùda. Tutt'altra cosa rispetto al Monte Amariana. Qui la vegetazione - erba e arbusti - è padrona del territorio e ricopre tutto. Quasi tutto.

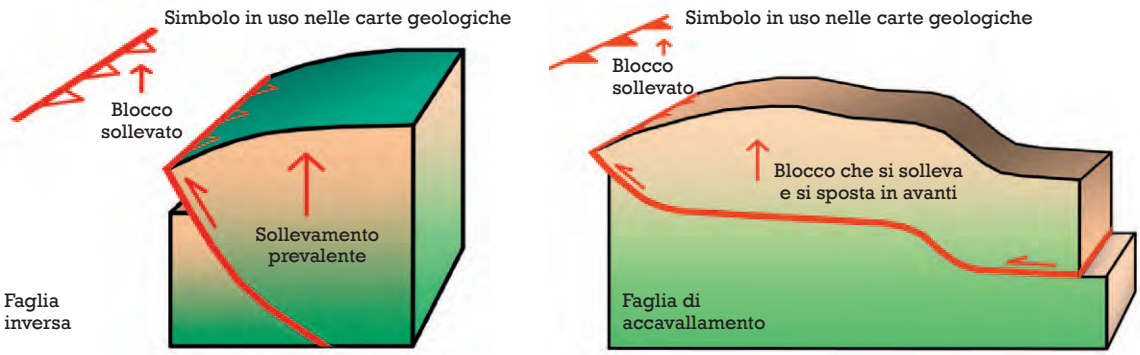
Al geologo basta individuare le piccole ma numerose zone dove ancora le rocce non sono state coperte dal suolo, per accorgersi che il sito conserva informazioni utilissime. Tra non molto la figura finale del grande *puzzle* geologico diventerà meno indecifrabile.

A poco meno di un chilometro dalla cima del Monte Arvenis (1968 m) e Monte Daùda (1765 m) si incontra una delle più importanti faglie del settore alpino nord-orientale: la *Faglia di Sauris*. Come ogni grande faglia che si rispetti anche questa ha un nome ben preciso. Quasi sempre è un toponimo tra i più conosciuti fra quelli delle zone che sono attraversate dalla faglia stessa.

Solitamente è scelto dai geologi che per primi l'hanno studiata comprendendone il significato.

Per i geologi una faglia può definirsi "importante" quando *a)* ha spostato molto le rocce che le stanno sui due lati; *b)* è molto estesa; *c)* è, come si dice in gergo geologico, attiva; ossia si muove ed è sede di ipocentro sismico. Nel migliore (o peggiore!) dei casi sono presenti tutte e tre queste prerogative. Più spesso ne basta una sola. Nel caso della *Faglia di Sauris* sono valide le prime due, anche se per il territorio friulano è l'entità dello "spostamento" a renderla unica nel suo genere.

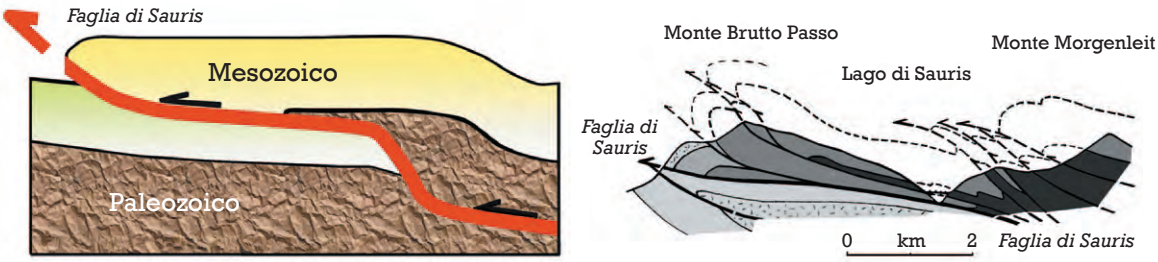
Anche in questo caso è indispensabile aprire una breve parentesi per riuscire davvero a comprendere. La *Faglia di Sauris* fa parte della importante famiglia delle "faglie compressive". Quelle che si formano quando... serrate tra le mani una torta schiacciandola lateralmente! La torta (come i volumi di rocce) si spezza in blocchi che si muovono uno rispetto all'altro lungo le superfici di rottura, le faglie compressive. È qui che diventa importante osservare per capire.



Queste faglie sono entrambe compressive: cambia la geometria dei rispettivi piani di movimento.

I piani di rottura (faglie) compressivi possono essere di due tipi: *a)* con l'inclinazione generalmente alta e in media intorno ai 60°; *b)* con l'inclinazione che varia in modo regolare, con estesi tratti quasi orizzontali, posti su più livelli e collegati tra loro da tratti più ripidi (40°–60°): una specie di enorme gradinata. Questo secondo tipo di faglie compressive rappresenta proprio la geometria della *Faglia di Sauris*!

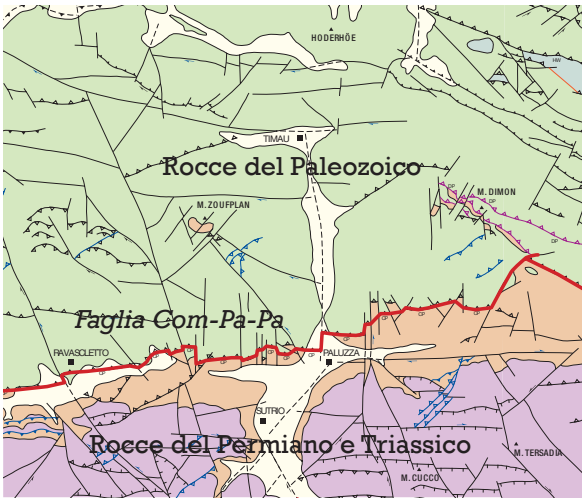
Ai Monti Arvenis e Daùda, così come a Sauris, la superficie della faglia "esce" dalla profondità delle montagne e... si fa notare dal geologo. Memorizzatene la geometria "a gradinata": tra non molto vi sarà d'aiuto per comprendere l'origine dell'ultima struttura deformativa della travagliata *adolescenza* della Valle del Bût: la *Faglia Com-Pa-Pa* (vedi capitolo successivo).



Struttura della *Faglia di Sauris* e, a destra, ricostruzione degli "spostamenti" generati nell'area di Sauris. Le rocce coinvolte negli affastellamenti sono tutte di età triassica (inferiore le più scure, superiore le più chiare).

Torniamo, per il momento, alla *Faglia di Sauris* e vediamo cosa ci raccontano i geologi sullo "spostamento", il cosiddetto rigetto di faglia, che ha interessato le due masse rocciose poste sopra e sotto alla rottura. Dovrei dire "spostamenti" al plurale, dato che si possono misurare sia come componente orizzontale - misurando il raccorciamento subito dal territorio - sia come componente verticale - misurando il sollevamento subito da una massa rocciosa rispetto all'altra.

Nella *Faglia di Sauris* entrambe le componenti sono incredibilmente elevate: oltre 2 chilometri di sollevamento e... ben 20 chilometri di raccorciamento! Venti chilometri di territorio che nel giro di qualche milioni di anni (eravamo nel Miocene) sono spariti, infilandosi sotto la superficie di faglia. Due terzi delle grandi faglie compressive che hanno affastellato e raccorciato il territorio friulano sono di questo tipo. Tra tutte, la *Faglia di Sauris* può essere considerata la più imponente.



Schema delle deformazioni dell'area centrale carnica con la posizione della *Faglia Comeglians-Paluzza-Paularo* (*Com-Pa-Pa*).

La *Faglia Com-Pa-Pa*: un ascensore per il Paleozoico Carnico!

Il filmato sull'*adolescenza* (SI DEFORMA) della Valle del Bût era iniziato inquadrando il Monte Amariana. Poi la scena, risalendo la vallata, si era trasferita ai Monti Arvenis e Dauda, all'altezza di Arta. Ora l'inquadratura si sposta ancora più a Nord, fermandosi all'altezza di Paluzza. Siamo alla ricerca dell'ultimo indizio capace di rendere più nitida la figura finale del gigantesco *puzzle* deformativo dell'alto Friuli.

Ci fermiamo a Paluzza perché è lì che il solco della vallata interseca ortogonalmente un'altra importantissima faglia, la *Faglia Comeglians-Paluzza-Paularo*, nota confidenzialmente come *Faglia Com-Pa-Pa*. È stata chiamata così sulla base delle località che attraversa. Ancora una volta si tratta di una faglia compressiva ma, rispetto alla precedente *Faglia di Sauris*, è... dell'altro tipo. Del "tipo ripido" - potremmo definirlo - dato che la sua superficie è inclinata di circa 60° (e immerge verso Nord).

Se dovessi raccontarvela in estrema sintesi, potrei dirvi che la *Faglia Com-Pa-Pa* è "figlia" della *Faglia di Sauris* e che senza questa struttura ripida e molto estesa (la *Faglia Com-Pa-Pa* si sviluppa in pianta per 25 chilometri) non vedremmo il... Paleozoico Carnico. Quest'ultimo è formato da quelle antichissime rocce, molto fossilifere (vedi capitolo SI FORMA) e note ai geologi di tutto il mondo, che costituiscono la peculiarità e il vanto delle Alpi Carniche. Ma andiamo per ordine.

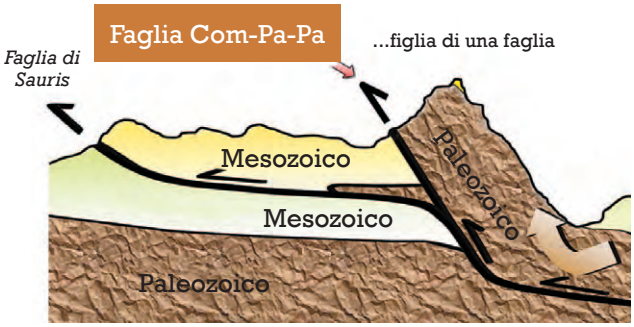
Perché... *figlia d'una faglia*? È presto detto. Vi ricordate la forma della *Faglia di Sauris*? È a gradoni: estesi tratti orizzontali e ripide rampe che in profondità li raccordano. Tutto accadde nel Miocene. Non sappiamo con esattezza quanti milioni di anni fa, ma si potrebbe azzardare dai 10 ai 5 milioni di anni fa. La compressione che generò entrambe le faglie fu la medesima, orientata Nord-Sud. Si trattò della più potente tra le spinte che si succedettero negli ultimi 50 milioni di anni nei territori alpini nord-orientali.

Nel *geofilm* che stiamo vedendo si scorgono due gigantesche mani virtuali che stanno comprimendo lentamente il Friuli: una dalla Austria, l'altra da Udine. Rappresentano la poderosa

spinta crostale diretta Nord-Sud. La *Faglia di Sauris* è stata uno dei loro più eclatanti effetti. Sullo schermo il territorio della Valle del Bût ora sta... aprendosi come un'anguria spaccata in direzione Nord-Sud. È un ottimo espediente che ci mostra in profondità l'andamento della *Faglia di Sauris* per poi cercare di capire come riuscirà, di lì a poco, a "partorire" la *Faglia Com-Pa-Pa*. Intanto le due mani geologiche continuano nella loro attività di compressione Nord-Sud, responsabile del forte raccorciamento del territorio.

Nel filmato adesso si vede l'enorme porzione di roccia che sta sopra alla *Faglia di Sauris* muoversi e piegarsi, mentre l'altrettanto enorme volume di roccia che le sta sotto scivola, inclinato in profondità, sotto alla faglia stessa. Poi, questo meccanismo sembra incepparsi.

Intanto le grandi mani proseguono nella loro azione di compressione, ma il movimento lungo il piano della *Faglia di Sauris* si blocca a causa di resistenze meccaniche interne al volume di roccia. L'energia della spinta però continua ad accumularsi e, alla fine, dovrà in qualche modo riuscire a liberarsi. Lo farà lì dove esistono delle zone di maggiore debolezza all'interno dell'ammasso roccioso.



Per comprendere meglio, confrontare questa figura con quella di due pagine prima.

Tra le tante zone "deboli" questa volta ce n'è una che si dimostra particolarmente sensibile al movimento. È una delle rampe ad alta inclinazione della *Faglia di Sauris*. Una rampa profonda che in superficie coincide proprio con la linea ideale che congiunge i futuri paesi di Comeglians, Paluzza e Paularo.

Con una successione di boati la rampa si riattiva, terremoto dopo terremoto. Questa volta però la sua superficie ripida (è il caso di dirlo)... supera se stessa! Il ripido piano di rottura e movimento comincia a propagarsi verso l'alto lacerando l'intera successione rocciosa soprastante. Lacerandola e... spostandola.

In questo tipo di faglia compressiva - dotata di un alto angolo di inclinazione - prevale la componente verticale dello spostamento, cioè il sollevamento. Si è formata una nuova faglia, la *Faglia Com-Pa-Pa*, nata dalla riattivazione di una rampa della *Faglia di Sauris*!

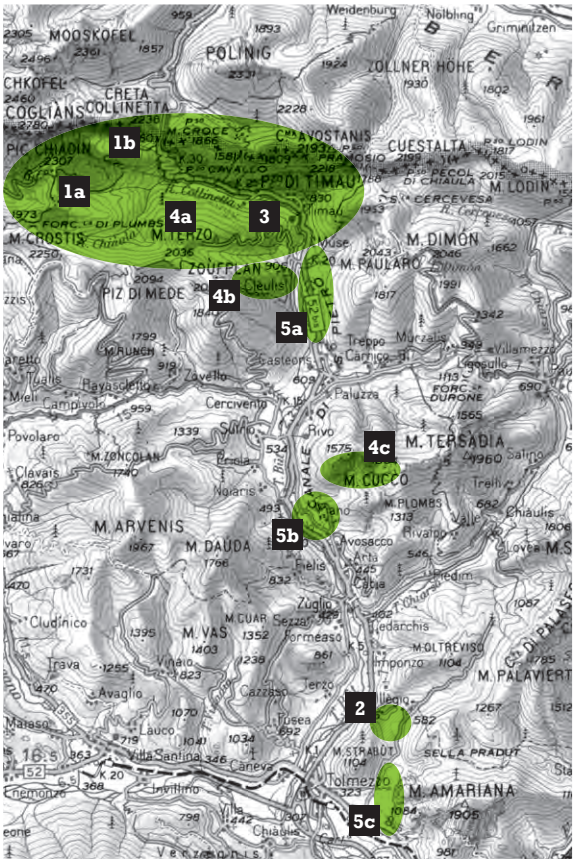
Le rocce sollevate, quelle a Nord della nuova faglia, sono salite - ripide e rapide - come una sorta di ascensore geologico. Lo spostamento verticale (rigetto di faglia) lungo il piano di movimento ha raggiunto il chilometro e mezzo! Fu così che le rocce paleozoiche molto profonde, nel corso di pochi milioni di anni furono letteralmente catapultate verso la superficie. Non salivano da sole, naturalmente. Sopra di loro c'erano le rocce mesozoiche che le ricoprivano.

Anch'esse furono innalzate solidalmente ma, essendo già più in alto, col tempo sono state smantellate ed erose da acque e ghiacci (SI MODELLA). La loro erosione ha finito per mettere allo scoperto le sottostanti rocce del Paleozoico Carnico.

Se in effetti vi muoveste lungo la Valle del Bût, da Sud verso Nord, attraversando l'estrema periferia settentrionale di Paluzza - con le borgate di Casteons e Naunina - da lì in poi vi ritrovereste circondati da rocce completamente nuove rispetto a quelle incontrate fino a quel punto. Sono le antichissime rocce del Paleozoico Carnico (vedi capitolo SI FORMA), spinte verso l'alto lungo la *Faglia Com-Pa-Pa*. Si potrebbe dunque concludere con un "*No Com-Pa-Pa, no Paleozoico Carnico*".

SI MODELLA

Valle del Bût: la *maturità*



La Valle del Bût con i settori descritti nel testo.

È l'inizio di una nuova fase per la Valle del Bût, quella del modellamento, coincidente con la sua *maturità*. A dire il vero, l'erosione del territorio inizia sempre a svilupparsi fin da quando le prime compressioni sollevano i volumi di rocce sopra il livello del mare e oltre l'orizzonte delle pianure.

Però gli effetti dei modellamenti che tutti abbiamo sotto gli occhi sono di solito quelli più recenti, generalmente confinati circa negli ultimi 2 milioni di anni: quell'intervallo di tempo noto come Quaternario.

Il terzo tempo, l'ultimo, del *geofilm* sull'evoluzione della Valle del Bût, riguarda proprio le vicissitudini geologiche vissute dalla vallata durante l'alternanza delle fasi glaciali e interglaciali quaternarie. Questa terza parte del *geofilm*, dedicata alla *maturità* del territorio, vedrà la macchina da presa muoversi lungo il solco vallivo mettendo in ordine cronologico, dai più antichi ai più recenti, i vari indizi lasciati dall'alternarsi del dominio dei ghiacciai e di quello dei fiumi e dei torrenti.

I principali indizi che via via saranno svelati ci permetteranno, ancora una volta, di confermare quanto un territorio sia sempre dinamico, ossia in perenne evoluzione e cambiamento. Nel suo piccolo, la Valle del Bût ci sta mostrando che il Pianeta Terra è "vivo" anche nei suoi aspetti abiologici, quelli prettamente geologici.

Ghiacciai, poi fiumi e dopo ancora ghiacciai. Tanti intervalli glaciali alternati a brevi periodi interglaciali: questa è una glaciazione. La sua durata complessiva può essere compresa tra alcuni milioni di anni e alcune decine. Noi oggi - strano a dirlo - dovremmo trovarci all'interno di un breve periodo interglaciale ed essere in attesa di un prossimo, intenso raffreddamento climatico globale.

Probabilmente, senza il recente incremento della concentrazione di CO_2 nell'atmosfera e il conseguente incremento dell'effetto serra, mezzo mondo ora dovrebbe già difendersi dall'avanzata dei ghiacci e combattere contro modifiche climatiche ben più radicali di quelle che oggi gli esperti ci indicano per il futuro prossimo venturo.

Per il momento non ci è ancora dato di sapere se la "nostra" glaciazione (di tutto il genere umano) sia già terminata circa 10.000 anni fa, oppure se stiamo per scivolare da un ipotetico intervallo interglaciale verso una futura fase glaciale, con un drastico irrigidimento climatico.

Quello che comunque sappiamo è *quando* la cosiddetta *glaciazione quaternaria* è iniziata. Il fattaccio avvenne intorno a 2 milioni di anni fa, con il sensibile aumento delle calotte glaciali polari, la formazione della coltre glaciale alpina e il progressivo calo del livello degli oceani e dei mari.

Se volessimo risalire ancora più indietro nel tempo, alla ricerca di un'altra glaciazione precedente a quella quaternaria, dovremmo tornare a circa 300 milioni di anni fa. Anche in quel caso si trattò di un'alternanza di periodi dominati da temperature rigide (intervalli glaciali) e periodi più miti (intervalli interglaciali). Fu una glaciazione che interessò la porzione finale del Carbonifero e quella iniziale del Permiano.

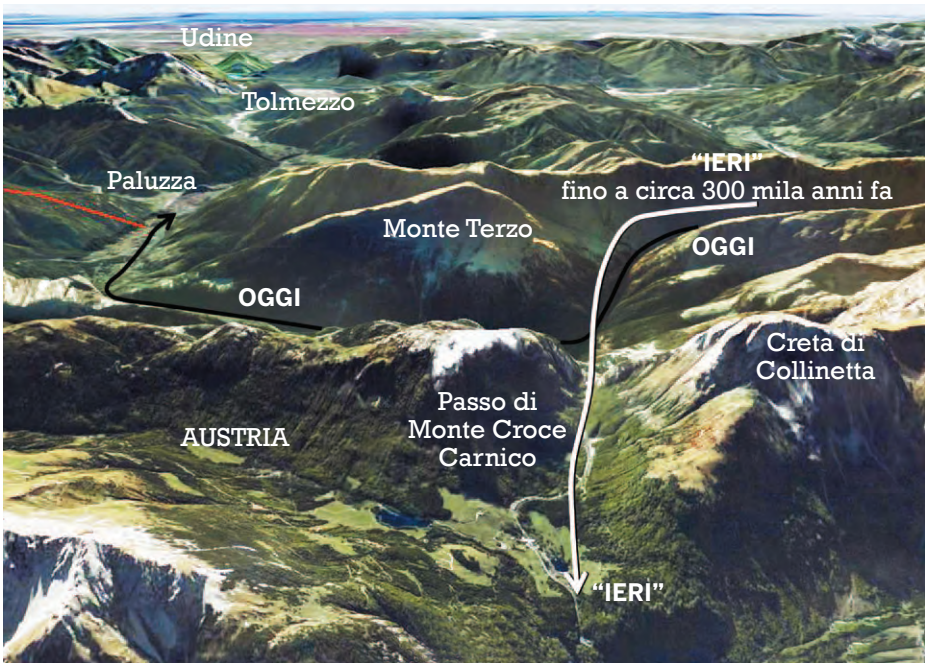
A quei tempi il Friuli - buon per lui - era collocato proprio a cavallo dell'equatore e il lontano riflesso della glaciazione permo-carbonifera si concretizzò soprattutto nelle periodiche oscillazioni del livello marino: più alto durante gli interglaciali, più basso durante gli intervalli glaciali, dato che monopolizzano sotto forma solida parte delle precipitazioni (neve e ghiaccio).

Buio in sala. Il *geofilm* sta per riprendere con il suo terzo ed ultimo tempo: la *maturità* della Valle del Bût, il suo SI MODELLA. Si riparte dall'estremità più settentrionale della vallata, dove sono conservate le testimonianze più antiche. Esse sono in grado di farci tornare indietro nel tempo di molte centinaia di migliaia di anni.

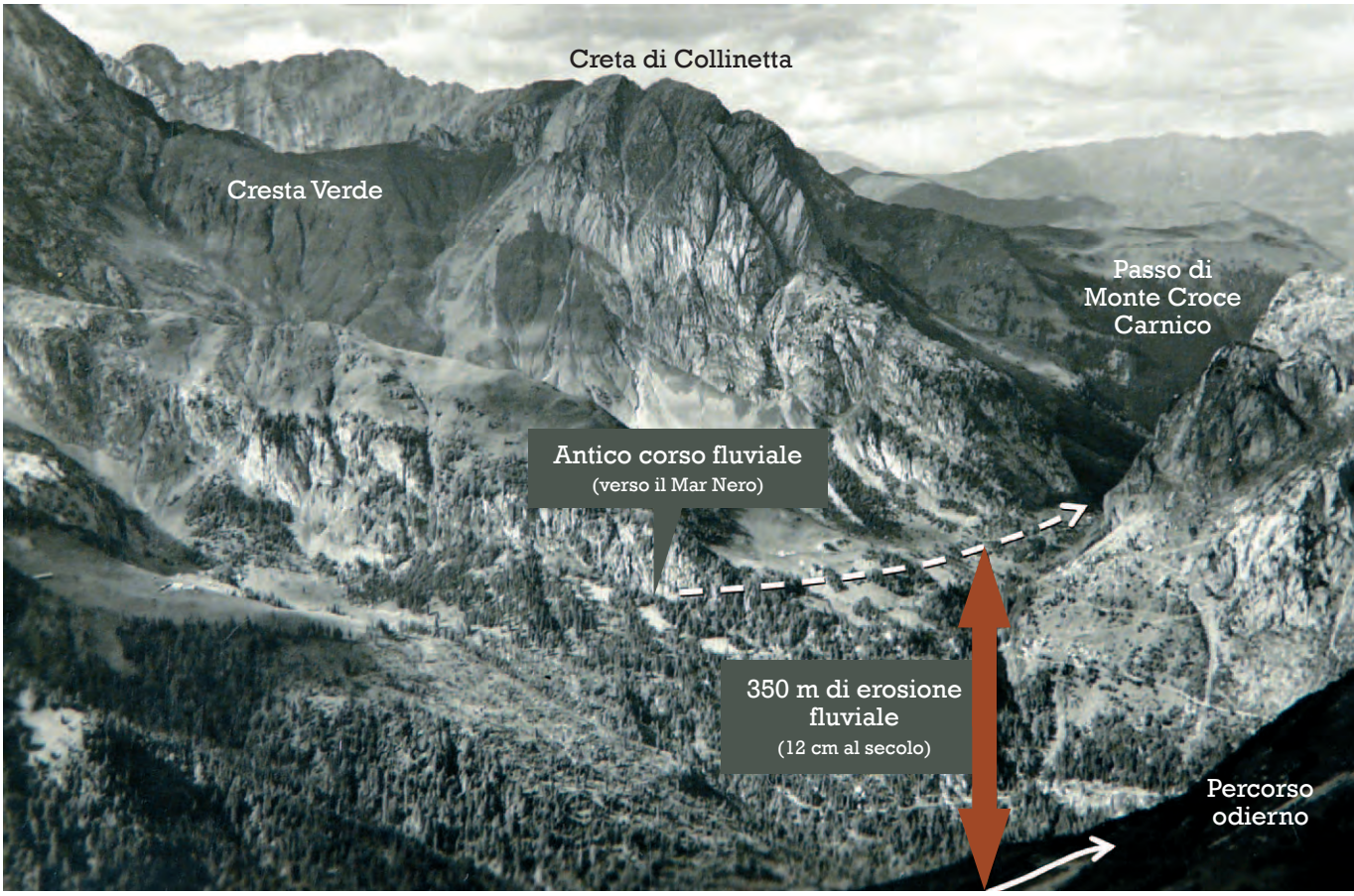
Si risale ai tempi in cui quegli stessi territori montani, durante gli intervalli climatici più miti (interglaciali), erano percorsi solo da rari cacciatori paleolitici e, naturalmente, dalle loro prede.

Corsi d'acqua che cambiano padrone (settori 1a, 1b)
300.000 anni fa

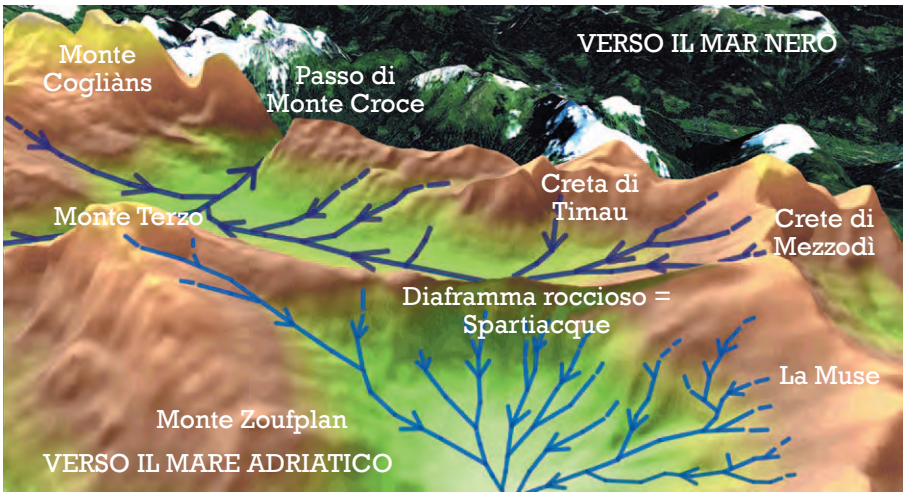
La scena si fa nitida, tridimensionale. Ci accorgiamo che si tratta dell'alta Valle del Bût perché riconosciamo il solco caratteristico che oggi fa da confine tra Italia e da Austria: il valico di Monte Croce Carnico, scavato nelle antiche rocce devoniane. "*Chi l'ha formato? I ghiacciai? O dobbiamo invece pensare a qualche altro agente modellatore?*"



Lo scorrimento delle acque superficiali nell'alta Valle del Bût come si presenta oggi e com'era circa 300 mila anni fa.



Attenzione! Il percorso fluviale di oggi è "più basso" di 350 m rispetto a quello di 300.000 anni fa.
La ragione di tale differenza è mostrata nelle successive ricostruzioni in 3D.



L'alta Valle del Bût quando la presenza di un diaframma roccioso poco a Sud di Timau faceva sì che il Rio Chiaula si dirigesse verso l'odierna Austria, attraversando il Passo di Monte Croce Carnico, portando le proprie acque... verso il Mar Nero.
Circa 300.000 anni fa, alla periferia Sud di Timau, correva uno spartiacque roccioso. I torrenti che scendevano da Pramosio e dal Monte Crostis attraversavano il Passo di Monte Croce scendendo verso l'odierna Austria.

Successivamente il diaframma frana e perde lentamente il suo ruolo di spartiacque. Un'antica fase glaciale eliminerà l'immensa frana. La nicchia di frana si allarga e, allo scioglimento dei ghiacci, comincerà a richiamare le acque dei settori vicini (prima *cattura fluviale*).

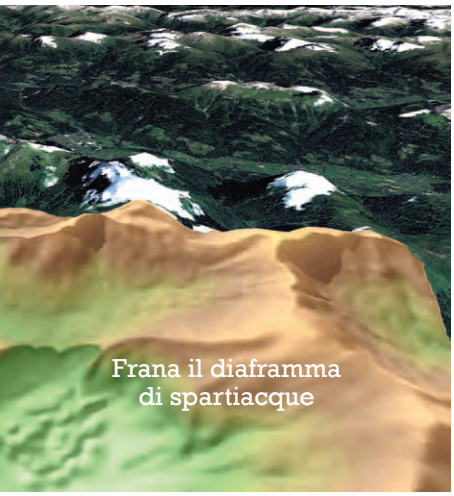
Intanto la ripresa si allarga e il panorama si estende a comprendere anche i monti e le valli circostanti. La scena che stiamo osservando ora sul maxischermo è quella che si presentava agli occhi di un cacciatore paleolitico di oltre 300.000 anni fa.

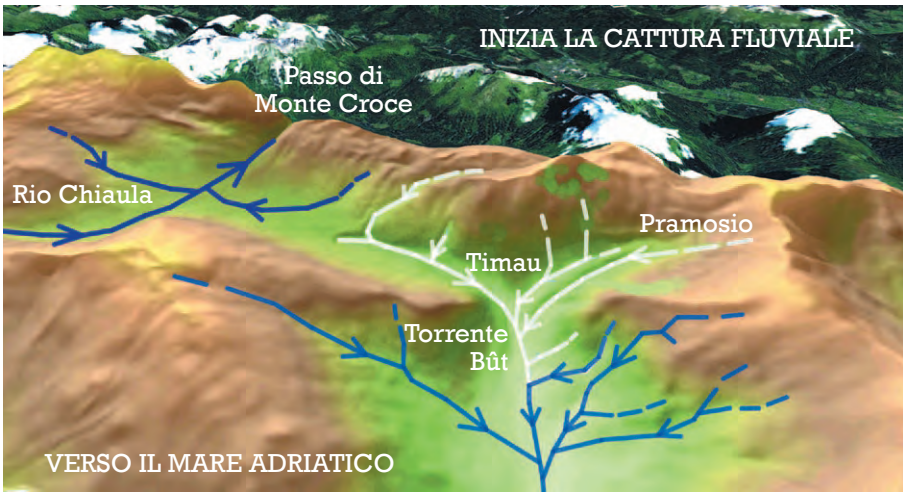
Ecco la novità: attraverso il solco del valico passava... un vero e proprio fiume! Le sue acque scendevano da Sud (dal Monte Crostis) verso Nord e, una volta superato il Passo, proseguivano verso il Fiume Gail del tempo. Da lì, dopo un percorso lungo 2.000 chilometri, finivano la propria corsa nel Mar Nero. "*Cosa significa quanto abbiamo appena visto?*" Due cose ben precise. La prima è che fino a qualche centinaia di migliaia di anni fa (un attimo in geologia) le acque superficiali dell'alta Valle del Bût, da Timau compresa, non scendevano verso il Mare Adriatico ma erano ancora convogliate verso il Mar Nero.

La seconda considerazione deriva semplicemente da un confronto. Dal paragone tra la situazione passata, quella osservata dal cacciatore paleolitico, e quella presente. Chi oggi attraversa quei luoghi vede il solco in roccia del Passo di Monte Croce Carnico "sospeso" a strapiombo sul versante italiano.

Inoltre, il tratto che prosegue da lì verso l'Austria è privo di acque. Questi indizi, assieme a numerose altre evidenze, suggeriscono al geologo che nell'alta Valle del Bût, alcune centinaia di migliaia di anni fa, si è verificato un processo chiamato cattura fluviale. Si tratta di un corso d'acqua che, spostando all'indietro le sue zone di sorgente, fa proprie le acque di altri fiumi o torrenti, costringendoli a mutare percorso. Per questo da tempo è stato coniato l'appropriato termine di *cattura fluviale*.

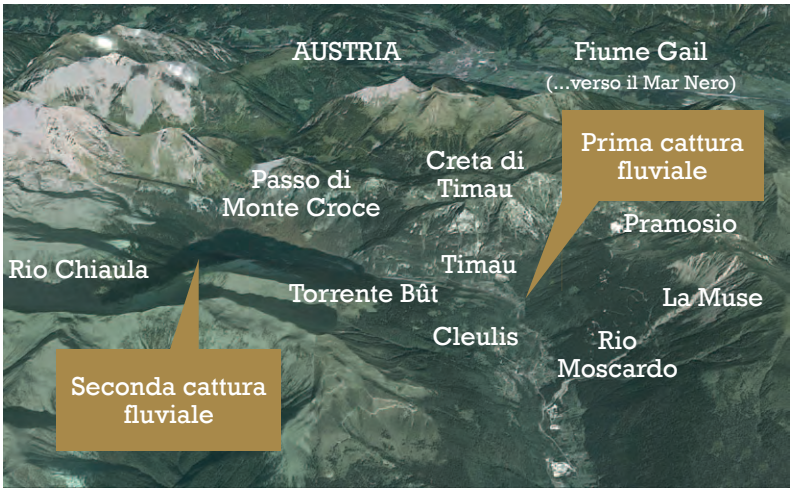
Simili processi sono sempre preceduti, accompagnati e seguiti da profonde incisioni erosive. Ecco perché, oggi, lo stretto solco in roccia del Passo di Monte Croce Carnico appare quasi "sospeso" nel vuoto se guardato dal versante italiano. Il lato sul quale si è sviluppata la cattura fluviale.



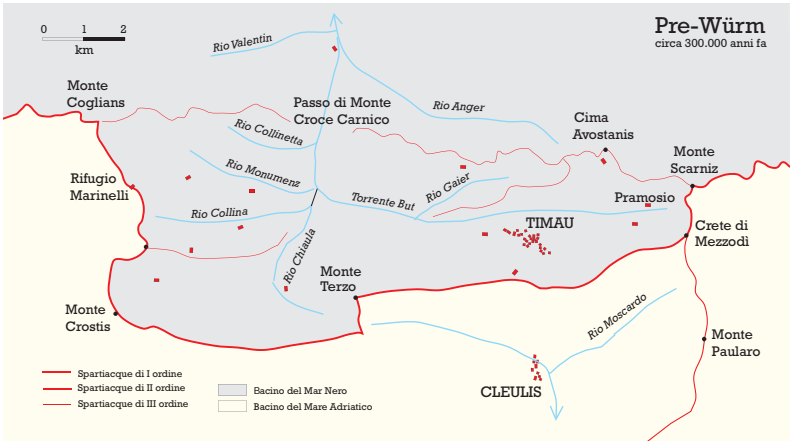


Il varco si è ampliato e le stesse acque scavano una profonda forra nelle rocce appena a Sud di Timau. Intanto l'erosione fluviale va all'indietro (*erosione regressiva*). Finirà per intercettare anche le acque del Rio Chiaula (seconda *cattura fluviale*). Tra non molto il Torrente Bût *catturerà* anche il Rio Chiaula.

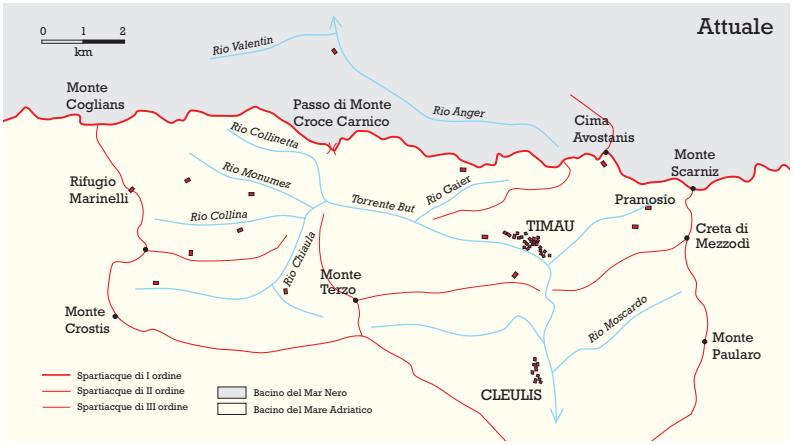
La considerazione che ne possiamo trarre è che anche le forme delle montagne, la posizione, la struttura e la profondità delle valli, il verso di scorrimento delle acque... col passare del tempo possono cambiare, anche in maniera drastica. Come oggi ci dimostra l'alta Valle del Bût.



Le catture fluviali che, in rapida successione, hanno permesso al Torrente Bût di ampliare il suo bacino.



I due disegni descrivono i cambiamenti dei drenaggi fluviali dell'alta Valle del Bût.
Durante gli antichi intervalli interglaciali il Passo di Monte Croce Carnico non esisteva ancora come tale. A quei tempi esso era ancora un tratto di fondovalle del Rio Chiaula che, con pendenze modeste e regolari, correva a quote molto più alte delle attuali. Da allora, fino al presente, i corsi d'acqua del settore hanno continuato ad approfondirsi isolando il Passo di Monte Croce Carnico. Le variazioni di drenaggio sono state causate dal crollo del diaframma di spartiacque presente, a quei tempi, tra Timau e Cleulis.



Un muro di ghiaccio e un improvviso lago (settore 2)
18.000 anni fa

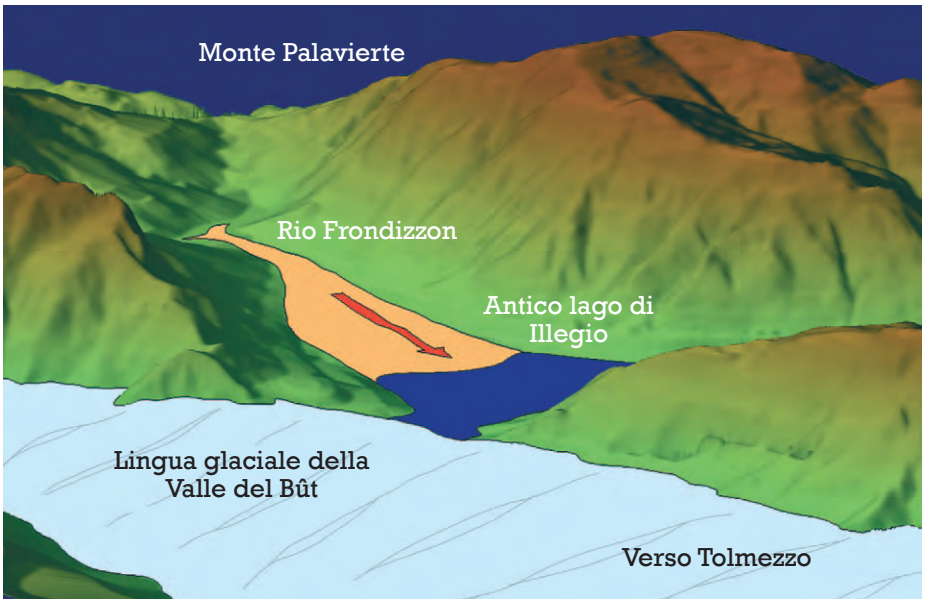
Sullo schermo il tempo fluisce rapidamente. Altrettanto rapidamente i territori montani - e la Valle del Bût con essi - si rivestono di spessi ghiacciai. I ghiacci poi, puntualmente si sciolgono, lasciando spazio alle acque dei torrenti e dei fiumi. Negli ultimi 2 milioni di anni questo "copri e togli" si è verificato più volte. Sicuramente quattro, forse sei in tutto. E ogni volta il territorio ha modificato il proprio aspetto. Così come fa un viso che, lentamente ma progressivamente, da adolescente acquisisce i caratteri di adulto.

La geologia e un po' l'archeologia della Terra. Entrambe - geologia e archeologia - sono scienze che utilizzano il territorio come archivio di dati. Ma, a differenza dell'archeologia, la geologia studia gli indizi conservati nel territorio per comprendere l'evoluzione... del territorio stesso!

L'indizio successivo questa volta lo troviamo ad Illegio, presso Tolmezzo. La scena inquadra la parte inferiore della Valle del Bût. Il momento geologico è particolare e ha una collocazione temporale ben precisa: 18.000 anni fa. Coincide con la generale deglaciazione würmiana alpina.

In parole più semplici, dalle nostre poltroncine collocate di fronte al maxischermo stiamo assistendo al rapido ritiro (durato alcuni secoli appena) delle lingue glaciali würmiane e al dissolvimento della relativa coltre glaciale. Il termine Würm - ormai in disuso tra gli esperti di glacialismo quaternario, ma che resta sempre efficace per i "non addetti ai lavori" - indica l'ultima (per ora) delle quattro o sei fasi glaciali che hanno interessato le Alpi.

Una lingua glaciale che occupa il fondo di una vallata e che ritira la propria fronte, anno dopo anno, senza soste intermedie, non dovrebbe lasciare degli indizi particolari. Al massimo, ragionandoci sopra, potrebbe abbandonare un sottile e continuo deposito morenico, vario e caotico, come rivestimento del fondovalle. Continuando a ragionare però, ci accorgeremmo che il sottile e continuo deposito morenico di fondovalle avrebbe una vita brevissima, non potendo resistere alla furia delle acque torrentizie che di lì a poco sarebbero diventate padrone assolute di quel fondovalle ormai deglaciato.



L'origine della piana di Illegio è legata ad uno sbarramento glaciale.

Questo sarebbe l'aspetto dell'area di Illegio se il laghetto glaciale fosse ancora presente.

"*Ma allora* - ce lo chiediamo - *che tipo di indizio, capace di resistere all'affronto del tempo, può essere stato lasciato sul territorio da una lingua glaciale in progressivo ritiro?*" Illegio ce lo documenta con il suo incredibile... *kame*! Questo è un termine strano (e straniero), ma molto in uso tra i geologi che studiano l'evoluzione quaternaria dei territori. *Kame* tradotto in italiano significa "deposito di sbarramento glaciale".

Qualcuno, tra chi mi sta leggendo, forse ha già cominciato a capire ciò che è accaduto, ma è meglio procedre con ordine. Prima di tutto è necessario sapere cos'altro accade al concludersi di un intervallo glaciale. Occorre ricostruire una catena di cause ed effetti, eccola.

La temperatura media sale progressivamente; le estati si fanno meno rigide; il manto nevoso è meno abbondante e soprattutto tende a sciogliersi con maggiore facilità; le lingue glaciali arretrano le proprie fronti. Quando continua a salire la temperatura media c'è un'altra conseguenza diretta: il progressivo innalzamento del *limite delle nevi perenni (lnp),* ossia - semplificando - la quota sopra la quale la neve caduta non riesce a sciogliersi durante tutto l'anno.

Attualmente, per il settore alpino carnico l'*lnp* è attestato sui 3000 metri s.l.m., mentre durante l'ultimo acme würmiano - circa 22.000 anni fa - era intorno a 1300 metri. Ecco il dato che cercavamo. Proviamo ad applicarlo alla Valle del Bût per comprendere il *kame* di Illegio.

Torniamo al maxischermo e a quanto accadeva 18.000 anni fa. Si alzavano le temperature medie e in parallelo si innalzava anche il *limite delle nevi perenni (lnp)*. Le cime intorno a Illegio (Monte Palavierte, 1785 m) si deglaciavano prima dei rilievi, molto più elevati, dell'alta Valle del Bût. Se sui "rilievi bassi" - quelli intorno a Illegio - pioveva, sui "rilievi alti" nevicava e basta. La neve, trasformata in ghiaccio a causa del suo continuo accumulo e peso, alimentava la lingua glaciale che dal massiccio Cogliàns-Chianevate (2780-2769 m) riusciva ancora a raggiungere Tolmezzo.

Sullo schermo di fronte a noi ora è inquadrata la parte inferiore della Valle del Bût. All'altezza della futura Illegio sta accadendo qualcosa. Dal Monte Palavierte, già deglaciato, sta scendendo (come oggi) un torrente impetuoso, il Rio Frondizzon. Attualmente il suo carico di acque detriti rocciosi si riversa nel Torrente Bût, lungo il fondovalle principale, ma 18.000 anni fa le cose andarono diversamente.

Il Rio Frondizzon trovò uno sbarramento alla sua vorticosa furia fluviale. Giunto in prossimità della confluenza, un muro di ghiaccio alto quasi 200 metri gli bloccava la strada sbarrandone i deflussi. Era la parete laterale della poderosa lingua glaciale della Valle del Bût che, seppure in progressivo ritiro e ridimensionamento, voleva dimostrare di valere ancora qualcosa.

Contro la diga di ghiaccio si formò un lago e l'invaso rapidamente si riempì di fanghi, di sabbie e di ghiaie portati dal Rio Frondizzon. Infine, quando il lago fu colmo, si trasformò in una pianura in miniatura, incastonata tra ripidi versanti montuosi e... un muro di ghiaccio. Alla fine - noi lo sappiamo - fu il Rio Frondizzon a vincere la partita. Fu lo stesso rio a rendersene conto quando si accorse che il ghiaccio stava calando di spessore.

Tra breve la sua fronte glaciale sarebbe arretrata ancora, spostandosi verso Arta. Fu il segnale tanto atteso. Le acque del Rio Frondizzon poterono ricongiungersi a quelle del Torrente Bût che nel frattempo avevano sostituito degnamente la lingua glaciale nel fondovalle.

L'ultima immagine di questo sito che il maxischermo ci riserva è quella di un cervo, poderoso e immenso, che guarda le acque del Bût presso la confluenza dei due corsi d'acqua. Intanto in lontananza, la figura di un cacciatore vestito di pelli ci racconta di un territorio che, con la deglaciazione sta richiamando a sé i nuovi colonizzatori. Vecchie presenze che i ghiacci avevano spinto verso la pianura.

Un *tapis-roulant* di ghiaccio colmo di detriti rocciosi (settore 3) *15.000 anni fa*

L'ultimo fotogramma aveva inquadrato un cacciatore vestito di pelli, in azione lungo il margine di una zona ormai priva di ghiacci. Lui e le sue generazioni future si apprestavano a riappropriarsi, seppure con sparute e rade presenze, di quei territori che glacialismo per millenni aveva loro sottratto. In speciale modo i fondivalle, ricchi di nuove acque, potenziale richiamo di ungulati, classificabili come ottimo pasto e rifornito guardaroba. Per non parlare dei pesci che in grande quantità avrebbero ripopolato le acque di fiumi, torrenti e rii sostituitisi ai ghiacci.

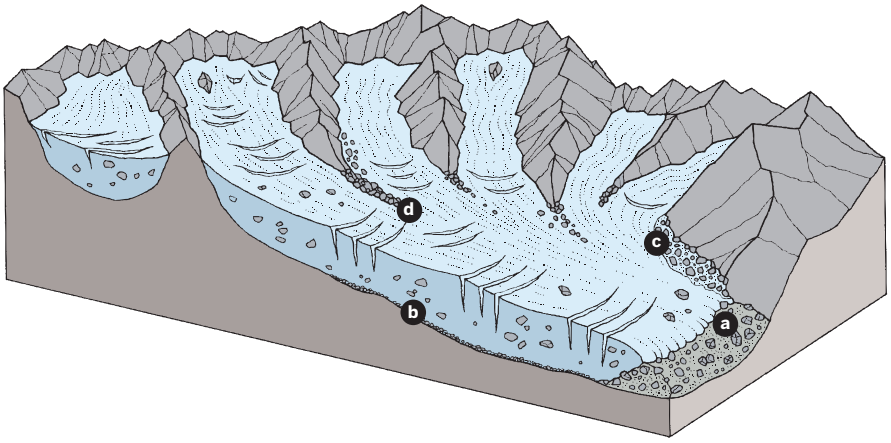
In meno di un migliaio di anni, grazie all'aumento delle temperature, l'intera Valle del Bût si era liberata completamente dei ghiacci. Fu lo stesso per tutte le Alpi nord-orientali le cui cime sono, notoriamente, le più basse di tutto l'arco alpino. Il miglioramento climatico proseguì per un altro migliaio di anni almeno.

I cacciatori della fine del Paleolitico con tutta certezza risalirono la valle costeggiando il Torrente Bût, superando le zone su cui oggi sorgono Arta, Sutrio, Cercivento, Paluzza e, oltre Timau, si addentrarono in località Laghetti, ancora molto diversa dall'aspetto che ha oggi.

Da quest'istante - siamo intorno ai 16.000 anni fa - il filmato riprende ad accelerare. Il panorama si allarga a comprendere tutta l'alta Valle del Bût. I cacciatori diventano dei punti sempre più rapidi, sempre più veloci. Poi di nuovo è solo il territorio che torna ad essere protagonista unico e indiscusso della nostra storia. E qui accade qualcosa di apparentemente imprevedibile.

Sicuramente colse di sorpresa anche le successive generazioni di quei cacciatori che, dopo esser diventati dei puntini, erano infine spariti alla nostra vista. Il glacialismo würmiano aveva tenuto in serbo il suo colpo di scena ad effetto.

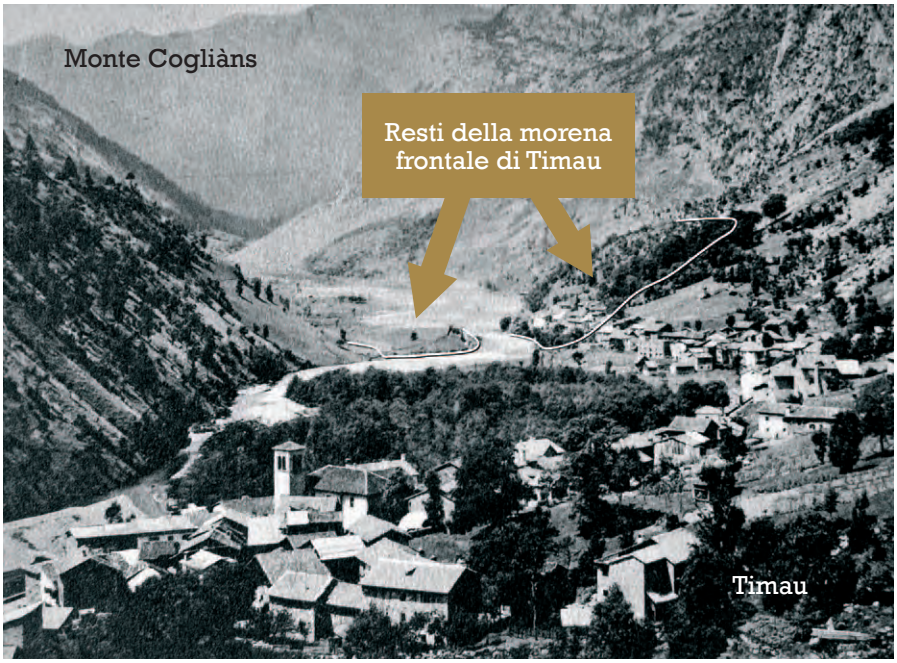
Rapidamente, nel volgere di un secolo o poco più, le temperature medie caddero in picchiata. Il *limite delle nevi perenni (lnp)*, che circa 17.000 anni fa aveva raggiunto e forse superato il valore odierno, tornò ad abbassarsi. Si trattò del cosiddetto "colpo di coda" del glacialismo würmiano. Come tutti i colpi di coda anche questo fu l'ultima dimostrazione di forza prima della definitiva conclusione di un ciclo. Questa caratteristica fase è oggi identificata con un termine significativo: tardiglaciale (o tardo glaciale) würmiano.



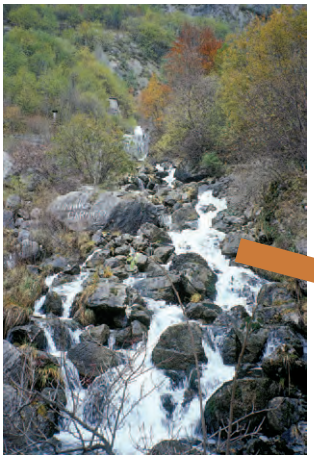
Varietà di morene che vengono a prodursi ed accumularsi in un contesto glaciale di tipo alpino. a) morena frontale; b) morena di fondo; c) morena laterale; d) morena di confluenza. Alla base del ghiacciaio le rocce sulle quali esso scorre possono presentarsi levigate ed arrotondate dall'esarazione glaciale (rocce montonate) e con i caratteristici solchi (strie glaciali) paralleli alla direzione di scorrimento.

L'*Inp* si abbassò, ma senza scendere sotto i 1.750 metri s.l.m. Solo le cime più alte, quelle sopra i 2.000 metri, riuscirono proporsi come nuovi serbatoi di produzione di ghiaccio. Più le vette rocciose superavano queste quote e più grande e lunga sarebbe stata la corrispondente lingua glaciale. Tra tutte le vallate delle Alpi Carniche, quella del Torrente Bût ospitò la lingua tardoglaciale più estesa e consistente.

Non a caso il suo serbatoio di ghiaccio corrispondeva a quel massiccio Cogliàns-Chianevate il cui rilievi sono i più alti dell'intera catena. Questa, tra le tante lingue tardoglaciali delle Alpi Carniche, fu quella che riuscì a spingere la propria fronte verso le quote più basse: 850 metri. Riuscì a "scendere così in basso" grazie alle quote elevate alle quali si formava l'accumulo nivale e al suo corrispondente grande volume di ghiaccio. Naturalmente, come ogni lingua glaciale che si rispetti anche questa occupava la fascia del fondovalle. Brutta cosa per i cacciatori del Paleolitico superiore. Quando però si resero conto che in fondo anche le loro prede potenziali si spostavano verso le quote prive di ghiaccio si sentirono più sollevati.



Presso Timau sono ancora visibili le tracce della morena che, originariamente collegava i due versanti della vallata, sbarrandola.



Ciò che resta della morena frontale di Timau, scaricata circa 15.000 anni fa dal ghiacciaio tilaventino, durante il "colpo di coda" dell'ultimo intervallo glaciale. Anche le acque del Fontanon di Timau scorrono sopra i resti della grande morena frontale di Timau.

Qualcuno tra voi intanto si sarà domandato: "*Lungo il fondovalle del Torrente Bût, a quale zona corrisponde la quota 850 metri s.l.m.?*" E inoltre: "*Come siamo così certi che la lingua glaciale del colpo di coda del glacialismo würmiano si attestò (per molti secoli) proprio in quella esatta posizione?*" Ogni lingua glaciale (o tardoglaciale) che staziona in una certa posizione, fermando la propria fronte da pochi secoli a qualche millennio, accumulerà i detriti che trasporta in sé e sopra di sé abbandonandoli lungo il proprio perimetro frontale sotto forma di *arco morenico*.

La forma e lo spessore di tali accumuli frontali arcuati tramandano nel tempo le caratteristiche di quanto oggi... non esiste più: la lingua del ghiacciaio che in quella precisa zona aveva sostato con la propria fronte. Naturalmente, occorre che le successive acque torrentizie, sostituitesi ai ghiacci, abbiano risparmiato, almeno in parte, il deposito morenico.

Così come è avvenuto per la morena tardoglaciale che potete toccare con mano alla periferia occidentale di Timau, solo in parte cancellata dalle piene del Torrente Bût.

Paleofrane e paleolaghi (settori 4a, 4b, 4c)
10.000 anni fa - tempi storici

Nella risalita verso il tempo presente, il filmato sulla *maturità* della Valle del Bût ci ha ormai condotto a poco più di 10.000 anni fa. Un momento geologico importante a scala globale dato che coincide con un rapido quanto significativo aumento delle temperature medie. In effetti, anche le Alpi Carniche in generale e la Valle del Bût in particolare, confermano questa tendenza mostrandosi pressoché libere ormai da ghiacciai, grandi e piccoli. Fanno eccezione il piccolo Eiskar (versante austriaco, dietro la Creta di Collina) e quelli esterni alla nostra vallata: i due piccoli ghiacciai del Montasio e del Monte Canin. Il primo è già scomparso da alcuni secoli, il secondo potremmo ormai purtroppo definirlo "lungo il viale del tramonto".

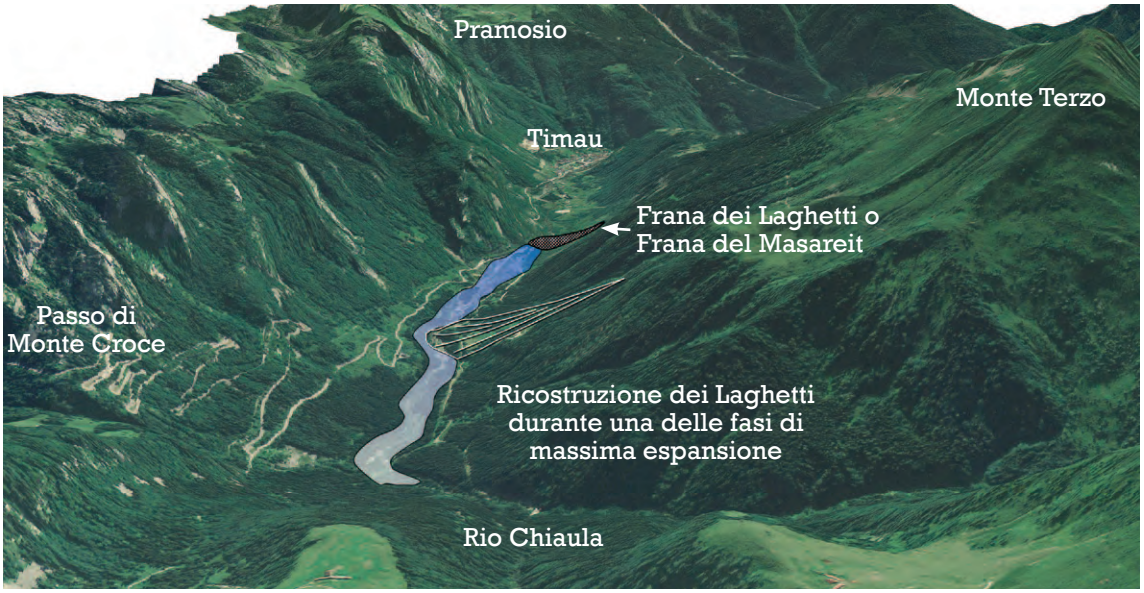
Sul maxischermo l'immagine della Valle del Bût, senza ghiacci e ghiacciai, potrebbe sembrare identica a quella odierna. Potrebbe... In effetti sono ancora molti i cambiamenti che il territorio ci sta riservando. La colonna sonora, utilizzata come sottofondo alle immagini che scorrono accelerate sullo schermo, all'improvviso è sovrastata da una successione di rombi cupi e inquietanti. Sarebbe difficile intuirne l'origine e la provenienza se il filmato non zoomasse ingrandendo di volta in volta delle aree particolari. La più settentrionale si trova a monte di Timau, in località Laghetti. La ragione del primo cupo boato ci diventa subito chiara. Sono le rocce di età carbonifera

(Formazioni del Hochwipfel e del Dimon), fratturate e scompaginate da due orogenesi - quella *ercinica* e quella *alpina* - che ora in diretta, intorno ai 10.000 anni fa, stanno franando verso il fondovalle dei Laghetti. Questo è il primo di una serie di grandi movimenti che interesserà quello stesso corpo di frana nei successivi millenni, fino ai giorni nostri.

Ogni movimento dell'ammasso di detriti verso il basso avrà una logica conseguenza nel fondovalle: bloccherà i deflussi del Torrente Bût formando un lago lungo e stretto. Un lago destinato, ogni volta, nel giro di pochi secoli, a riempirsi di ghiaie e sabbie portate dalle sue stesse acque.

Come ci mostra più avanti il filmato, sarà un lago destinato a riformarsi più volte, ad ogni nuovo assestamento del corpo di frana. Oggi la frana è stata sistemata grazie alle ciclopiche opere di contenimento costruite nel fondovalle durante gli anni '80 e visibili dalla Strada Statale 52bis.

Posizione della Frana dei Laghetti.



Ricostruzione dell'area dei Laghetti di Timau durante una delle fasi di massima espansione, probabilmente 10.000 anni fa.

Attualmente, a monte della grande frana, ancora perfettamente identificabile, non troviamo un lago ma... il suo ultimo riempimento: una fascia pianeggiante lunga e stretta, fatta di ghiaie e subordinate sabbie depositate negli ultimi secoli dal Torrente Bût. Eppure, scoprire che questa zona da tempo immemorabile è denominata Laghetti, significa che in quel settore di fondovalle in tempi storici ancora si formava e riformava un lago. I geologi, a posteriori, riescono con certezza a precisarne l'estensione: 2,5 chilometri di lunghezza e 200 metri massimi di larghezza. Noi intanto, dalle nostre comode poltroncine poste di fronte al maxischermo, riusciamo a

scorgerlo in tutta la sua bellezza con gli occhi degli antichi cacciatori ormai diventati neolitici.

Ora la scena si sposta verso valle di alcuni chilometri. Supera la Stretta di Timau, lì dove fino a 300.000 anni fa esisteva una cresta montuosa che divideva le acque dirette al Mar Nero da quelle drenate verso l'Adriatico, per fermarsi poi appena a valle della futura Cleulis. Proprio da questa zona proviene un secondo prolungato rombo. Una fitta nuvola di polvere di roccia frantumata durante il crollo, accompagna la messa in posto di una seconda grande frana. Si è staccata dal versante del Monte Terzo e ora si sta muovendo verso il fondovalle.

Quest'ultimo sarà raggiunto nel volgere di pochi minuti. A differenza della precedente frana questo movimento ha un piano di scivolamento più superficiale e, cosa molto importante, non darà più segni di instabilità dopo il suo assestamento iniziale.

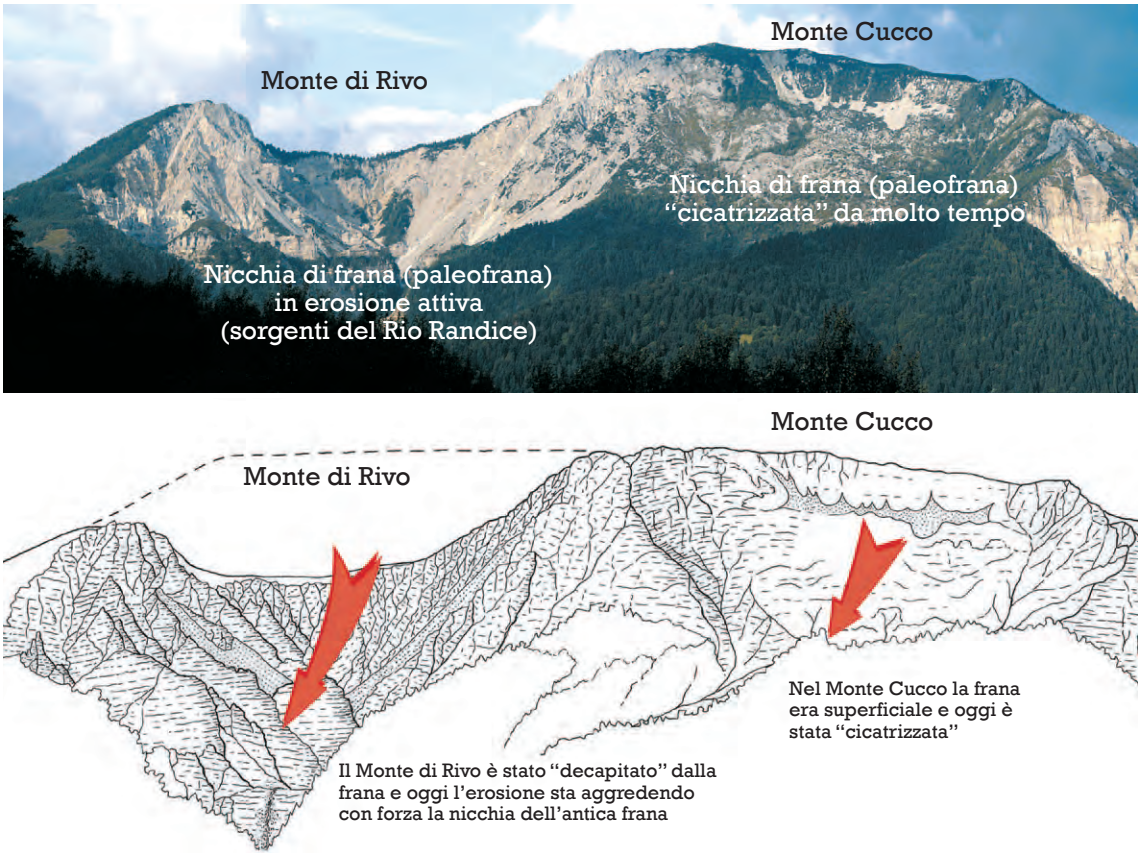
Per fortuna, dato che questa volta la stabilità dell'ammasso franato è davvero importante. Non solo per la futura tutela del fondovalle ma, soprattutto, perché alcuni millenni dopo il paese di Cleulis è stato costruito proprio sull'ammasso di frana! Anche in questa grande frana preistorica le rocce coinvolte furono le stesse presenti alla frana dei Laghetti.

Ci si potrebbe chiedere se esiste un'unica causa che sia stata in grado di scatenare entrambi gli eventi franosi (e non sono i soli con queste caratteristiche). Ebbene sì, tutti i geologi concordano nel proporre una ragione comune. Si è trattato dell' "effetto materasso". Quando la mattina vi alzate dal letto, il vostro materasso privato rapidamente del carico... si solleva.

L'abitato di Cleulis sorge sull'antico accumulo di frana.

Ecco, le masse rocciose, una volta che si sono liberate dei ghiacci che per millenni le hanno "oppresse", come logica reazione si sollevano, assecondando precise leggi fisiche. Essendo rocce *superfratturatissime* diventava impossibile non vederle franare, specialmente in corrispondenza dei versanti montuosi più ripidi.

Questa volta non è solo il rombo di frana a farci sobbalzare. È qualcosa di molto più intenso e coinvolgente. È iniziato con un boato cupo e profondo e, solo dopo qualche secondo, al boato si è sovrapposto il tipico rombo che accompagna le frane. Non sembra trattarsi di una frana



Il gruppo del Monte di Rivo e Monte Cucco con le grandi nicchie di frana originatesi alla fine del glaciale wurmiano.

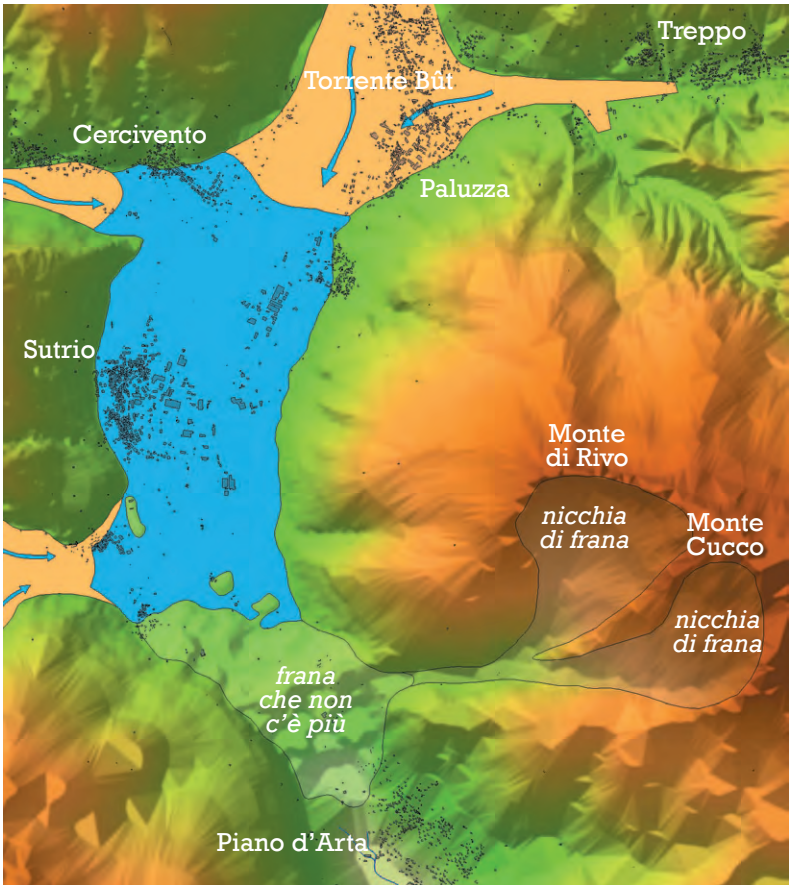
qualsiasi. Il rombo sta aumentando d'intensità. La ripresa ora si sposta verso Sud, alla ricerca dell'origine di quel suono particolare. Oltrepassa Paluzza e si ferma, come già aveva fatto milioni di anni prima, in corrispondenza di Arta.

Lì la macchina da presa si blocca e, da media altezza, inquadra i Monti di Rivo e Cucco. Sono loro che stanno franando! Quando la polvere densa causata dal crollo si andrà diradando, apparirà una scena apocalittica. Una profonda cicatrice segnerà per sempre il Monte Cucco, come se in un istante un enorme cucchiaio vi avesse tolto una parte del versante.

Cosa ancora più incredibile, il Monte di Rivo ha cambiato la propria forma! Gli manca tutta la parte superiore, franata in un'unica soluzione assieme alle rocce del Monte Cucco che gli sta di fianco. Complessivamente sono crollati verso il fondovalle 50 milioni di metri cubi di materiale, tutte rocce di età triassica inferiore e media (vedi capitolo SI FORMA).

In geologia (ma non solo) ad ogni causa corrisponde un effetto. L'effetto di un accumulo di frana che si riversa in un fondovalle percorso da un fiume non può essere che uno sbarramento. Puntualmente, anche in questo caso, lì dove corre un fiume poi si è creato un lago. Nel nostro caso si trattò di una *superfrana* e quello che si generò fu un *superlago*: il paleolago di Sutrio e Paluzza, ampio ben 6 km² e profondo 100 metri!

Una domanda sorge spontanea: "*Come i geologi ne hanno ricostruito le dimensioni, dato che oggi il lago... non c'è più?*" È presto detto. In base alla distribuzione e spessore dei depositi che l'hanno a suo tempo riempito e che ancora sono presenti in molte zone del fondovalle, seppure in buona parte ormai erosi e asportati dalle recenti erosioni fluviali.



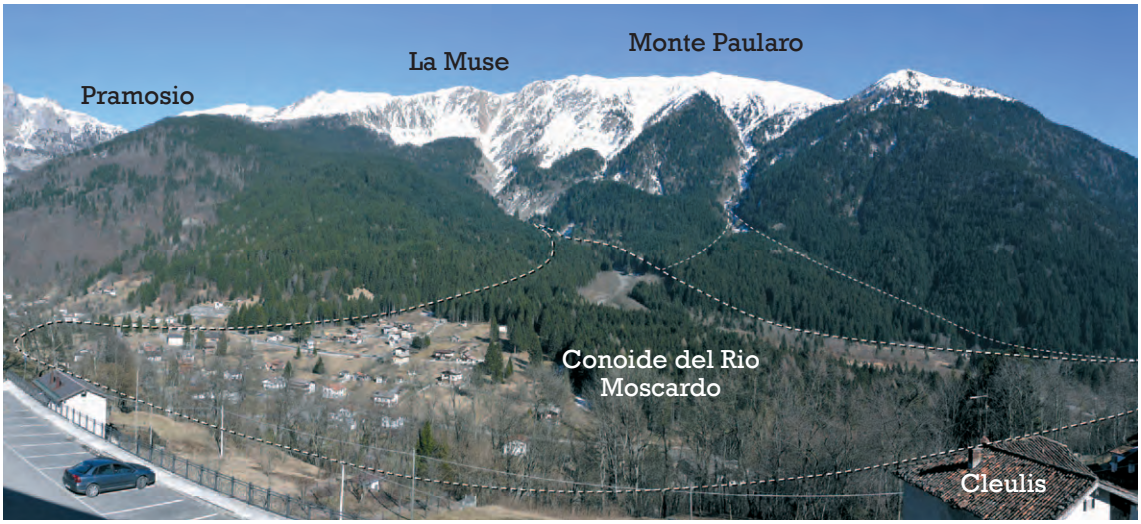
Ricostruzione del paleolago di Sutrio e Paluzza durante la sua massima espansione, circa 5.000 anni fa.

La frana è stata erosa dal Torrente Bût dopo che il lago si è riempito di fanghi, sabbie e ghiaie.

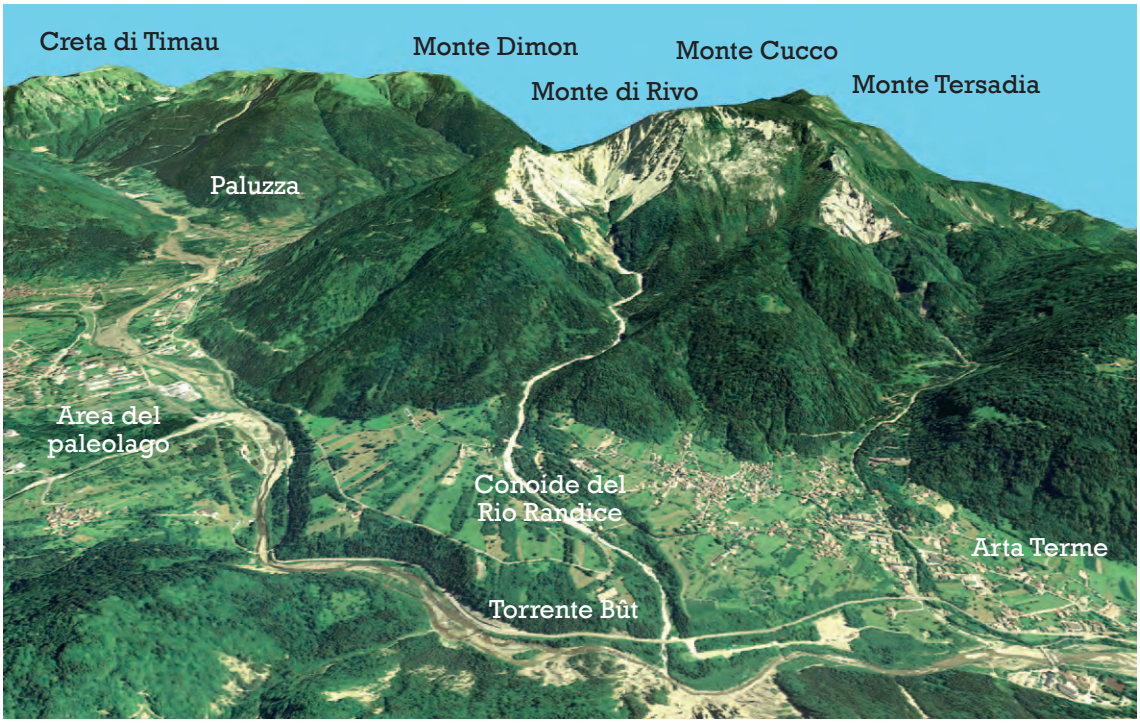
C'è un'informazione in più che questi depositi hanno trasmesso. Anzi due, entrambe molto importanti: l'età d'innesco della superfrana (che coincide, quindi, con l'età di formazione del lago) e la durata dell'esistenza del lago stesso, che si concluse con il suo riempimento da parte di fanghi, sabbie e ghiaie finali, cui fece seguito l'immancabile erosione fluviale. Il lago si generò circa 10.000 anni fa e visse per ben 5.000 anni. Ce lo raccontano le analisi radiometriche effettuate sui resti vegetali - tronchi e rami - depositati a vari livelli assieme ai fanghi lacustri.

Manca solo un ultimo dato, quello che nella ricostruzione del filmato che stiamo vedendo è stato capace di produrre il boato iniziale. Quel boato che precedette di qualche secondo il rombo di frana. Era stato generato da un violento terremoto. È sempre il geologo a raccontarlo, sulla base dei dati ancora oggi presenti nelle rocce nei sedimenti del territorio. Ancora una volta, investigando un settore come fosse la scena di un crimine, la geologia ci dimostra che è possibile ricostruire il *chi, dove, come, quando* e *perché* degli eventi che hanno caratterizzato l'evoluzione di un territorio.

Questo è stato uno dei non frequenti casi in cui, oltre all'effetto e alla causa, è stato possibile ipotizzare - con discreta certezza - anche il movente. L'effetto: il paleolago di Sutrio e Paluzza, con i suoi depositi di riempimento. La causa: la superfrana dei Monti di Rivo e Cucco. Il movente: un terremoto di *magnitudo* elevata che ha riattivato una faglia che interseca i Monti di Rivo e Cucco proprio a metà delle nicchie prodotte dal gigantesco franamento e che ancor oggi si può osservare e... toccare con mano!



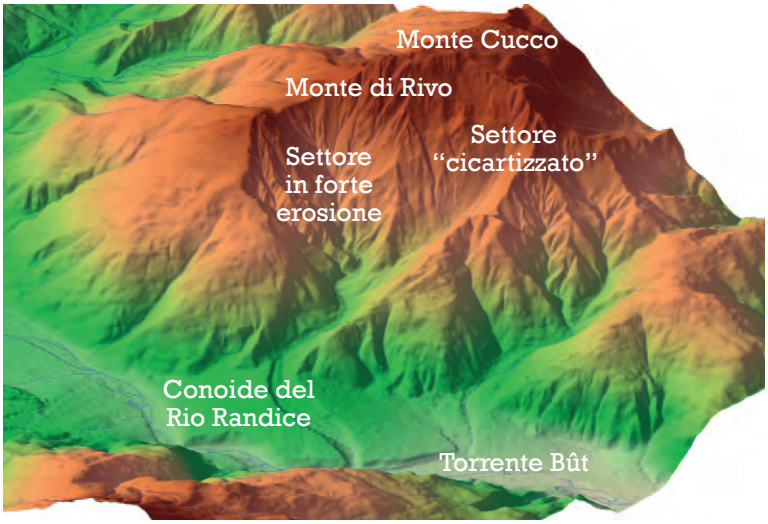
L'estensione del conoide del Rio Moscardo, fra Paluzza e Timau.



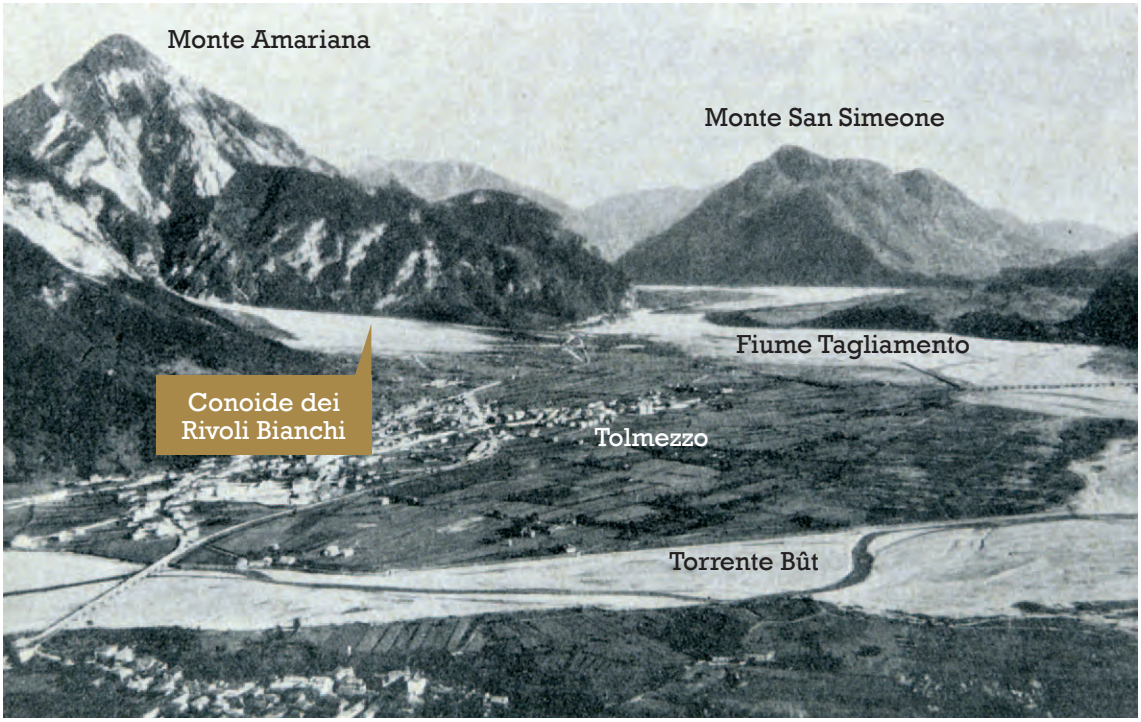
L'erosione della nicchia di frana del Monte di Rivo ha dato origine al Conoide del Rio Randice: un ventaglio di detriti che ha cominciato a formarsi circa 5.000 anni fa, dopo lo svuotamento del *superlago*.

Giganteschi ventagli fatti di detriti rocciosi (settori 5a, 5b, 5c)
18.000 anni fa - tempi storici

Il filmato sull'evoluzione geologica della Valle del Bût si avvia alla conclusione. Sta per finire anche l'ultimo dei tre tempi in cui è suddiviso: quello legato alla *maturità* del territorio, al suo SI MODELLA. Il solco vallivo e i rilievi che ne confinano lo sviluppo hanno assunto un assetto e una forma ormai simile a quelli attuali.



Il conoide del Rio Randice, prodotto dall'accumulo dei frammenti rocciosi erosi, trasportati e poi abbandonati dal rio alla confluenza nel suo collettore, il Torrente Bût.



Il Conoide dei Rivoli Bianchi di Tolmezzo, esteso ventaglio detritico ai piedi del Monte Amarina, come si presentava all'inizio del secolo scorso.

Le modifiche che ancora mancano sono ormai secondarie. Piccole erosioni dei versanti, approfondimenti dei solchi erosivi già esistenti: quelli prodotti dai rii e dai torrenti che dalla deglaciazione in poi sono diventati gli indiscussi protagonisti del territorio.

La macchina da presa, al termine del lungo filmato, ha scelto di soffermarsi su tre oggetti molto significativi. Tutti sono dei ventagli di detriti torrentizi, denominati - in gergo geologico - *conoidi di deiezione*. Si tratta rispettivamente del Conoide del Rio Moscardo, di fronte a Cleulis, del

Conoide del Rio Randice, sul quale sorge Piano d'Arta, e del Conoide dei Rivoli Bianchi, alla periferia di Tolmezzo.

Il primo e il terzo, quello del Rio Moscardo e quello dei Rivoli Bianchi di Tolmezzo, hanno una vita molto lunga, essendosi cominciati a formare subito dopo il ritiro dei ghiacci, circa 18.000 anni fa. Il secondo invece, il Conoide del Rio Randice, ha cominciato a generarsi solo dopo la "morte" del paleolago di Sutrio e Paluzza e le conseguenti incisioni fluvio-torrentizie che hanno asportato il corpo di frana e gran parte del riempimento lacustre.

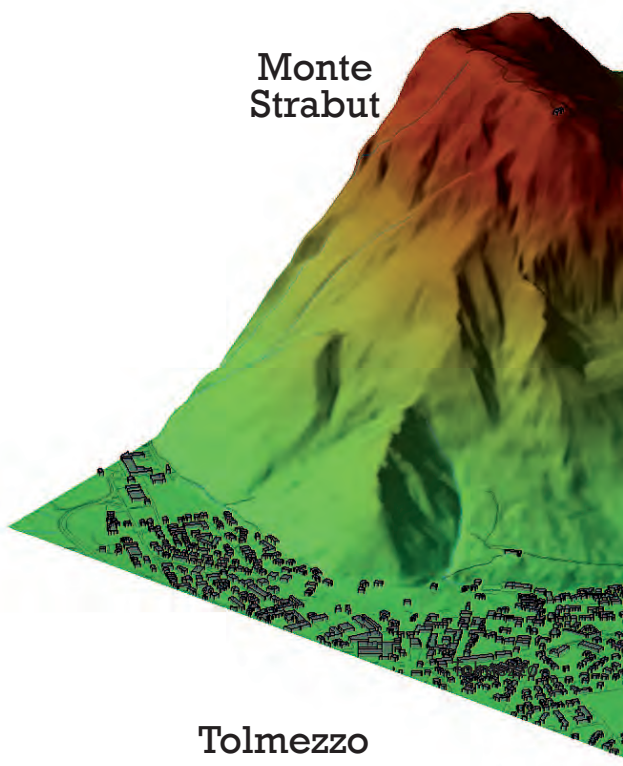
Tutti i conoidi, a ben vedere, non sono ascrivibili al SI MODELLA, ma al SI FORMA. Altrettanto si può dire per gli accumuli delle frane. Questo perché entrambi i depositi sono effetti dovuti al... "mettere", all'aggiungere materiali nuovi.

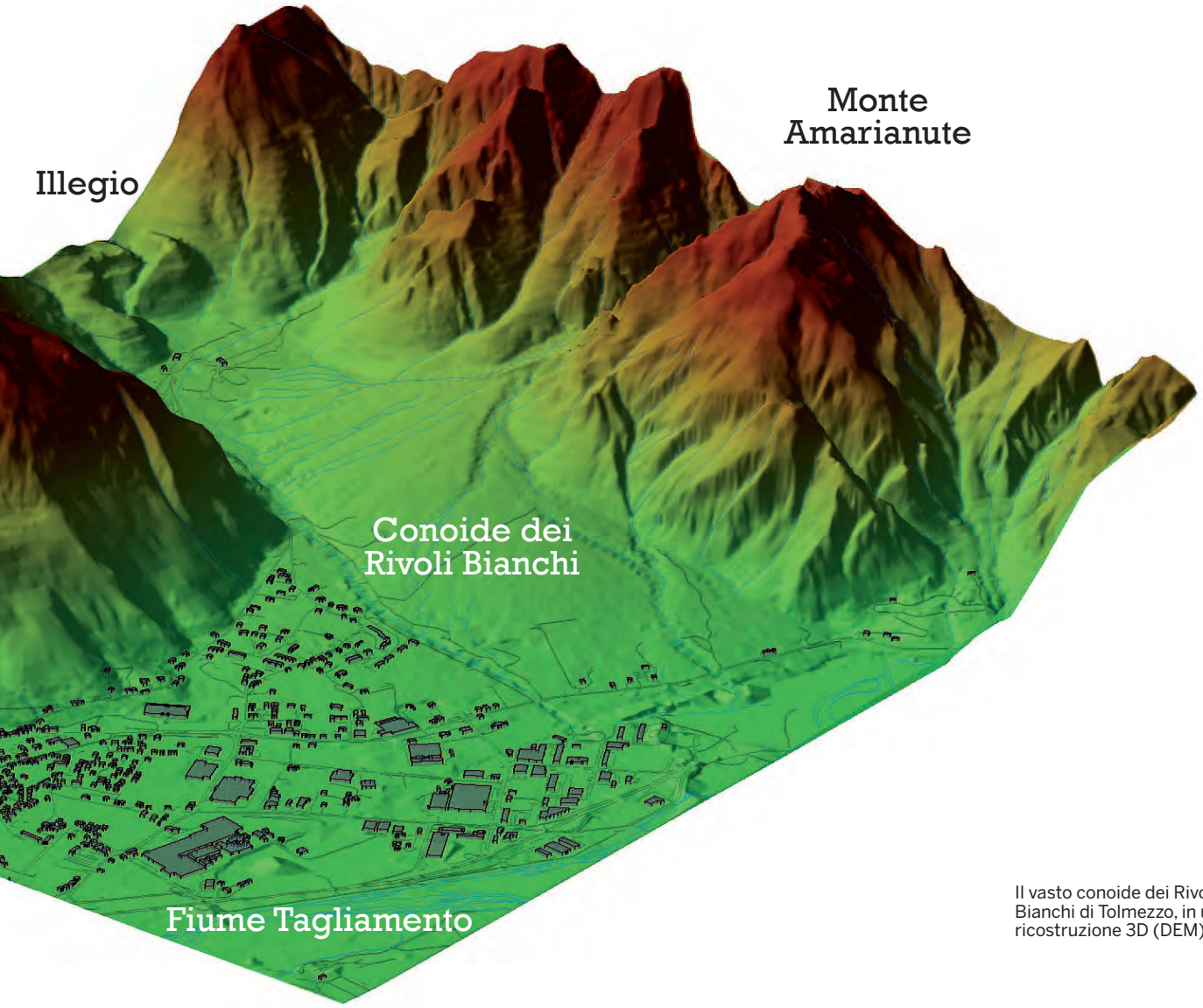
Al contrario invece, le nicchie lasciate dalle frane, così come le incisioni e le gole scavate da quegli stessi rii e torrenti che poi riversano i loro detriti più a valle sotto forma di ventagli, sono un effetto dovuto al... "togliere", e dunque sono riferibili al SI MODELLA.

Quindi tanto i ventagli di detriti torrentizi, i *conoidi di deiezione*, quanto gli accumuli di frana. appartengono concettualmente a un recentissimo SI FORMA (conseguenza diretta del SI MODELLA).

Riflettete allora su questa ulteriore conseguenza. Una parte dei prodotti dell'erosione si accumula nei conoidi, ma un'altra porzione, molto ma molto più abbondante, passa dai torrenti ai fiumi che a loro volta la riversano nelle pianure, nei delta e soprattutto nei mari. Formeranno nuove successioni di strati destinati col tempo trasformarsi in nuove rocce.

E il ciclo ricomincia. Anzi… non ha mai avuto fine. Come questa storia, apparentemente conclusa ma che, al contrario, tra 1, 10, 100 milioni di anni… sarà ancora all'inizio.





Il vasto conoide dei Rivoli Bianchi di Tolmezzo, in una ricostruzione 3D (DEM).

INDICE DEI GEOSITI DESCRITTI

Alta Valle del Fiume Tagliamento (Sacrovint, Cima Corso) - 60, 61
Altopiano carsico del Foran del Muss - 85
Alveo a canali intrecciati del medio Fiume Tagliamento - 169
Anticlinale di Sant'Osvaldo - 105
Arenaria di Val Gardena lungo il Torrente Chiarsò - 205
Banchi sommersi della Mula di Muggia, Trezza Grande e Trezza Piccola - 185
Bocca lagunare di Sant'Andrea - 181
Brecce, filoni e faglie di Malpasso-Pramosio - 191, 192
Campanile di Val Montanaia - 110
Campi solcati del Monte Poviz - 83
Campi solcati del Monte Robon - 83
Campi solcati di Borgo Grotta Gigante - 153
Campi solcati di San Pelagio e Grotta Lindner - 155
Carsismo del Monte Cjastelat e Pala Fontana - 116
Cascata della Cukula - 126, 127
Cascate del Rio Boncic - 126, 127
Cataclasiti presso le sorgenti della Santissima Trinità - 99
Cave romane di Aurisina - 195, 196
Circo glaciale di Cima del Cacciatore - 133, 134
Colle di Osoppo - 95, 96
Colle di Udine - 104, 105
Conca glaciale del Monte Canin - 142, 143
Conca glaciale dello Jôf di Montasio - 142, 143
Conoide di deiezione dei Rivoli Bianchi di Tolmezzo - 68, 69, 92, 236
Conoide di deiezione del Rio Randice - 236
Conoide e Magredi dei Torrenti Cellina e Meduna - 122, 123
Deformazioni del Monte San Simeone - 93
Delta del Fiume Stella - 184
Delta del Fiume Tagliamento - 178, 179
Dinosauri del Villaggio del Pescatore - 158
Discordanza ercinica al Monte Cavallo di Pontebba - 50
Doline ed abissi del Cansiglio - 115
Encriniti del Monte Verzegnis - 67, 68
Facies di piattaforma e bacino del Monte Pramaggiore - 58, 59, 107, 108
Facies di retroscogliera presso il Passo del Cason di Lanza - 48, 49
Falesia di Duino: carsismo, Grotta dell'Ultimo Dinosauro, solco di battente - 157
Faune eoceniche di Russiz - 130, 131
Finestra tettonica di Pert - 100, 101
Flore e faune carbonifere del Monte Corona - 51
Foce dell'Isonzo e Isola della Cona - 179, 180
Fontanon di Goriuda - 82
Fonte Pussa - 110
Formazioni a Bellerophon e di Werfen lungo il Torrente Bût - 52, 206
Forra dei Torrenti Molassa ed Alba - 112, 113
Forra del Torrente Cellina - 119, 120
Forra del Torrente Cornappo - 126, 127
Forra del Torrente Cosa e Grotte di Pradis - 118
Frana del Vajont - 110, 111
Frana di Borta - 62
Frana sottomarina (olistostroma) di Miramare - 156
Frana sottomarina (olistostroma) di Vernasso - 125, 126
Grebani del Golfo di Trieste - 185
Grotta Gigante - 151
Grotta Nuova di Villanova - 127
Laghi di Fusine e Masso Pirona - 75
Laghi Zoufplan - 136
Lago Avostanis: Calcari di Pramosio e Formazione dell'Hochwipfel - 135, 136
Lago del Predil - 77, 78
Lago di Doberdò - 160
Lago di Ragogna - 100, 139
Lago Dimon - 134, 135
Lago Minisini - 94
Libri di San Daniele - 112
Linea Fella-Sava - 71, 72
Massi erratici nel Torrente Resia - 136, 138
Meandri abbandonati del Fiume Stella presso Titiano - 175
Meandri del basso Fiume Tagliamento - 169, 170
Miniera di carbone di Cludinico - 188
Miniera di piombo e zinco di Cave del Predil-Raibl - 193, 194
Miniera di scisti bituminosi del Rio Resartico - 193
Miniera medioevale di argento di Pramosio - 191
Nicchie di paleo-frana dei Monti di Rivo e Cucco - 232
Olistoliti di Ringans - 102
Orme di dinosauro presso Casera Casavento - 108, 109
Paleovalle del Torrente Corno - 141
Passaggio Cretacico-Terziario presso Padriciano - 148
Passaggio Ordoviciano-Siluriano presso l'ex Rifugio Fratelli Nordio - 46
Pesci e rettili triassici della Valle di Preone - 63
Piega del Monte Amariana - 68, 69, 92, 214
Risorgive del Fiume Timavo - 158, 160
Risorgive di Virco e Flambro - 172
San Giovanni d'Antro - 128, 129
Scogliera devoniana del Monte Cogliàns - 47, 200
Sorgenti del Fiume Livenza - 116, 117
Sorgenti dell'Arzino - 66
Spartiacque di Camporosso - 72, 73
Strati verticali di Bocca di Crosis - 98
Stretta di Pinzano e conglomerati miocenici - 100
Successione carbonifera sup. del Monte Auernig - 51
Successione lacustre di Oltreacqua-Rio Bianco - 79
Successione lacustre di Ponte Racli - 120, 121
Successione permo-carbonifera del Monte Carnizza - 51
Successione triassica del Monte Bivera - 55, 56
Terrazzi fluviali del Torrente Meduna - 121
Torbiera d'alta quota presso il Pian di Lanza - 136, 137
Torbiera di Borgo Pegoraro - 139, 140
Torrioni di Monrupino - 150, 151
Val Rosandra - 161, 163
Valle sospesa del Passo di Monte Croce Carnico - 221

INDICAZIONI BIBLIOGRAFICHE

Molti sono i volumi e gli articoli scientifici che parlano della geologia del Friuli Venezia Giulia (una bibliografia recente ne ha contati quasi diecimila), ma in questa occasione riteniamo opportuno proporvi sono alcune pubblicazioni di tipo didattico divulgativo reperibili in commercio, o scaricabile da Internet o nelle biblioteche civiche che abbiano un valenza più spiccatamente didattica.

Per la parte più generale vi consigliamo alcuni manuali che, seppure datati, mantengano una ottima valenza didattica
L. Trevisan & E. Tongiorgi, 1976 - *La Terra*. Utet ed.: 638 pp.
G.B. Castiglioni, 1989 - *Geomorfologia*. Utet ed.: 436 pp.
F. Press, R. Siever, J. Grotzinger & T. Jordan, 2006 - *Capire la terra*. Zanichelli ed.: 451 pp.
Più recente e con moltissimi riferimenti al territorio friulano
C. Venturini, 2011 - *Si forma si deforma si modella*. Comunità Montana della Carnia: 192 pp.
Per ciò che rigurda i geositi delle nostra regione fondamentale è ovviamente il volume uscito pochi anni fa che illustra tutti i geositi e comprende anche parti introduttive sulla geologia delle regione.
F. Cucchi, F. Finocchiaro & G. Muscio, 2009 - *Geositi del Friuli Venezia Giulia*. Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, 380 pp.

La lettura del territorio richiede una carta geologica: oltre ai fogli 1:50.000 pubblicati da Regione e ISPRA, è disponibile una carta geologica dell'intera regione alla scala 1:150.000 (la stessa che, semplificata, è stata utilizzata nell'allegata mappa dei geositi)
G.B. Carulli, 2006 - *Carta geologica del Friuli Venezia Giulia*, scala 1:150.000 (con note illustrative). Reg. Aut. Friuli Venezia Giulia, Direz. Reg. Ambiente e Lavori Pubblici, Servizio Geologico Regionale, S.EL.CA.

Per maggiori informazioni su geologia, morfologia e paleontologia del Friuli Venezia Giulia vi segnaliamo alcuni titoli che possono essere una utile fonte di informazioni (dalla Via Geoalpina, ad esempio, è stato rielaborato l'itinerario sul Carso Triestino)
Bianco F., Bondesan A., Paronuzzi P., Zanetti M. & Zanferrari A. (eds), 2006 - *Il Tagliamento*. Cierre ed., Università di Udine, Circolo Menocchio: 507 pp.
Carulli G.B. (con il contributo di M. Galli), 2013 - *La storia geologica delle Giulie*. Alpi Giulie, 108 (2): 134 pp.
Carulli G.B., Cozzi A., Longo Salvador G., Pernarcic E., Podda F. & Ponton M., 2000 - *Geologia delle Prealpi Carniche*. Carta Geologica alla scala 1:50.000 con Note Illustrative. Museo Friulano di Storia Naturale, pubbl. 44: 48 pp.
Cucchi F. & Zini L. (a cura di), 2009 - *Paesaggi carsici nel Friuli Venezia Giulia*. Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, Dip. Scienze Geol. Amb. e Marine Università di Trieste: 112 pp.
Dalla Vecchia F.M., 2008 - *Vertebrati fossili del Friuli. 450 milioni di anni di evoluzione*. Museo Friulano di Storia Naturale, pubbl. 50: 304 pp.
Fontana A., 2006 - *Evoluzione geomorfologica della bassa pianura friulana e sue relazioni con le dinamiche insediative antiche* (con carta geomorfologica). Museo Friulano di Storia Naturale, pubbl. 47: 288 pp.
Gasparo D. (a cura di), 2008 - *La Val Rosandra e l'ambiente circostante*. Lint ed.: 276 pp.
Muscio G. & Venturini C. (a cura di), 2012 - *Le Alpi Carniche: uno scrigno geologico*. Museo Friulano di Storia Naturale, 160 pp.
Panizza M. (a cura di), 2010 - *Un'escursione nello spazio e nel tempo. Via GeoAlpina, Itinerari italiani*. Geologia & Turismo: 292 pp. (Reperibile su: www.geologiaeturismo.it)
Ponton M., 2010 - *Architettura delle Alpi Friulane* (con n. 8 sezioni geologiche alla scala 1:100.000, 1 carta geologica alla scala 1:200.000). Museo Friulano di Storia Naturale, pubbl. 52: 80 pp.
Venturini C., 2006 - *Evoluzione geologica delle Alpi Carniche* (con carta geologica delle Alpi Carniche in scala 1:25.000). Museo Friulano di Storia Naturale, pubbl. 48: 208 pp.

Per chi volesse approfondire la Società geologia Italiana ha curato, nei decenni scorsi, una serie di guide che propongono itinerari geologici in una decina di regioni italiane, compresa la nostra. Sono guide molto interessanti, ma anche piuttosto tecniche e scritte per chi abbia già buone conoscenze di geologia
Vai Gb., Venturini C., Carulli G.B. & Zanferrari A. (coord.), 2002 - *Guide geologiche regionali. Alpi e Prealpi Carniche e Giulie*. Società Geologica Italiana, Bema ed.: 390 pp.

Per le carte geologiche alla scala 1:50.000: www.isprambiente.gov.it/Media/carg/friuli.html
Per l'atlante dei tipi geografici dell'IGM: www.igmi.org/pubblicazioni/atlante_tipi_geografici/consulta_atlante.php
Per la bibliografia geologica del Friuli Venezia Giulia: www.comune.udine.it
Per la cartografia geologico tecnica della regione e le guide "Geovagando": www.regione.fvg.it
Per le acque del Carso classico: www. hydrokarst-project.eu (volume finale di Hydrokarst)

© 2015, Museo Friulano di Storia Naturale

Tutti i diritti riservati

Finito di stampare nel mese
di settembre 2015
da Poligrafiche San Marco - Cormòns (Go)

Colonna geocronologica

Era	Periodo	Epoca	Milioni di anni
NEOZOICA O QUATERNARIA		OLOCENE	0,01
		PLEISTOCENE	2,6
CENOZOICA O TERZIARIA	NEOGENE	PLIOCENE	5,3
		MIOCENE	23
	PALEOGENE	OLIGOCENE	34
		EOCENE	56
		PALEOCENE	66
MESOZOICA O SECONDARIA	CRETACEO		145
	GIURASSICO		201
	TRIASSICO		252
PALEOZOICA O PRIMARIA	PERMIANO		299
	CARBONIFERO		359
	DEVONIANO		419
	SILURIANO		443
	ORDOVICIANO		486
	CAMBRIANO		541
PRECAMBRIANO O ARCHEOZOICO	PROTEROZOICO	Il Precambriano comprende circa l'87% della scala dei tempi geologici	2.500
	ARCHEANO		4.750

Carta dei geositi

allegata al volume

"Le rocce raccontano. Un viaggio nel tempo
fra le meraviglie geologiche del Friuli Venezia Giulia"

Comune di Udine
Museo Friulano di Storia Naturale

Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia
Servizio Geologico

COMUNE DI UDINE Museo Friulano di Storia Naturale

REGIONE AUTONOMA FRIULI VENEZIA GIULIA
Direzione centrale ambiente ed energia
Servizio geologico

001 Metamorfiti erciniche del Monte Avanza
Monte Avanza, Alta Val Degano, Forni Avoltri, Udine

002 Linea della Val Bordaglia
Val Bordaglia, Passo Giramondo, Forni Avoltri, Udine

003 Scogliera devoniana del Monte Coglians
Rifugio Lambertenghi - Romanin, Forni Avoltri, Udine

004 Creta della Chianevate, Chialderate e Monumenz: calcari devoniani, carsismo e glacialismo
Passo di Monte Croce Carnico, Paluzza, Udine

005 Valle sospesa del Passo di Monte Croce Carnico
Passo di Monte Croce Carnico, Paluzza, Udine

006 Fontanon di Timau
Timau, Paluzza, Udine

007 Forra del Torrente Chiarsò
Pian di Zermula, Ligosullo e Paularo, Udine

008 Lago Avostanis; Calcari di Pramosio e Formazione dell'Hochwipfel
Monte Avostanis, Pramosio, Paluzza, Udine

009 Brecce, filoni e faglie di Malpasso-Pramosio
Casera Malpasso, Paluzza, Udine

010 Successione ercinica rovescia a Stua di Ramaz
Stua di Ramaz, Ligosullo e Paularo, Udine

011 Arenaria di Val Gardena lungo il Torrente Chiarsò
Torrente Chiarsò, Paularo, Udine

012 Facies di retroscogliera presso il Passo del Cason di Lanza
Passo del Cason di Lanza, Paularo, Udine

013 Cordoni morenici presso Valbertad (Lanza)
Passo del Cason di Lanza, Monte Zermula, Paularo, Udine

014 Torbiera d'alta quota presso il Pian di Lanza
Pian di Lanza, Paularo, Udine

015 Depositi permiani della Creta d'Aip
Passo del Cason di Lanza, Moggio Udinese e Paularo, Udine

016 Discordanza ercinica al Monte Cavallo di Pontebba
Monte Cavallo, Passo Pramollo, Pontebba, Udine

017 Discordanze stratigrafiche al Monte Bruca
Monte Bruca, Rio Bombaso, Pontebba, Udine

018 Successione carbonifera sup. del Monte Auernig
Passo Pramollo, Pontebba, Udine

019 Flore e faune carbonifere del Monte Corona
Passo Pramollo, Pontebba, Udine

020 Successione permo-carbonifera del Monte Carnizza
Passo Pramollo, Pontebba, Udine

021 Passaggio Ordoviciano-Siluriano presso l'ex Rifugio Fratelli Nordio
ex -Rifugio Fratelli Nordio, Rio Uqua, Malborghetto Valbruna, Udine

022 Colate di detrito e fango del Rio Moscardo
Rio Moscardo, Paluzza, Udine

023 Lago Dimon
Lago Dimon, Ligosullo, Udine

024 Discordanza ercinica al Monte Zoufplan
Monte Zoufplan, Paluzza, Udine

025 Laghi Zoufplan
Laghi Zoufplan, Paluzza, Udine

026 Arco naturale di Creta Forata
Monte Creta Forata, Prato Carnico, Udine

027 Depositi pleistocenici di Ponte Arceons-Flaudona
Pesarits, Prato Carnico, Udine

028 Formazioni a Bellerophon e di Werfen presso Sauris
Rio Felempecla, Sauris di Sopra, Sauris, Udine

029 Doline di suffusione presso Sauris
Sauris di Sopra, Sauris Udine

030 Successione triassica del Monte Bivera
Casera Gaweada, Forni di Sotto e Sauris, Udine

031 Formazioni a Bellerophon e di Werfen lungo il Torrente Bût
Torrente Bût, Arta Terme e Zuglio, Udine

032 Nicchie di paleo-frana dei Monti di Rivo e Cucco
Piano d'Arta, Arta Terme, Udine

033 Conoide di deiezione del Rio Randice
Piano d'Arta, Sutrio e Arta Terme, Udine

034 Formazione di Lusnizza lungo il Canal d'Incarojo
Piedim, Canale d'Incarojo, Arta Terme, Udine

035 Cascata di Salino
Salino, Paularo, Udine

036 Delta-conoide di Dierico
Dierico, Paularo, Udine

037 Depositi sub-glaciali (Esker) di Dierico
Dierico, Paularo, Udine

038 Deposito di contatto glaciale (Kame) di Clavais
Clavais, Valle del Torrente Degano, Ovaro, Udine

039 Deposito di contatto glaciale (Kame) di Illegio
Illegio, Tolmezzo, Udine

040 Alta Valle del Fiume Tagliamento
a: Sacrovint, b: Passo della Morte, c: Cima Corso
Alta Valle del Fiume Tagliamento, Forni di Sotto, Ampezzo e Socchieve, Udine

041 Liscione di faglia nel Rio di Grasia
Caprizzi, Socchieve, Udine

042 Frana di Borta
Priuso, Caprizzi, Socchieve, Udine

043 Forra del Torrente Lumiei
Torrente Lumiei, Ampezzo e Sauris, Udine

044 Forra del Torrente Vinadia
Torrente Vinadia, Lauco, Villa Santina e Tolmezzo, Udine

045 Piega del Monte Amariana
Monte Amariana, Tolmezzo, Udine

046 Conoide di deiezione dei Rivoli Bianchi di Tolmezzo
Rivoli Bianchi, Amaro e Tolmezzo, Udine

047 Frana del Monte Masereit
Val d'Aupa, Moggio Udinese, Udine

048 Linea Fella-Sava
Bagni di Lusnizza, Malborghetto- Valbruna, Udine

049 Forra dei Torrenti Alba e Intralba
Val Alba, Ovedasso, Moggio Udinese, Udine

050 Spartiacque di Camporosso
Camporosso, Tarvisio, Udine

051 Successione lacustre di Oltreacqua-Rio Bianco
Rio Bianco, Tarvisio, Udine

052 Laghi di Fusine e Masso Pirona
Fusine, Tarviso, Udine

053 Gruppo di Raibl
Cave dei Predil, Tarvisio, Udine

054 Lago del Predil
Cave dei Predil, Tarvisio, Udine

055 Vulcaniti di Rio Freddo
Rio Freddo, Tarvisio, Udine

056 Valle glaciale del Torrente Saisera
Val Saisera, Malborghetto-Valbruna, Udine

057 Circo glaciale di Cima del Cacciatore
Monte Lussari, Tarvisio, Udine

058 Piega del Monte Mangart
Monte Mangart, Tarvisio, Udine

059 Altopiano del Montasio
Pian del Montasio, Sella Nevea, Chiusaforte, Udine

060 Conca glaciale dello Jôf di Montasio
Alta Val Saisera, Dogna e Malborghetto-Valbruna, Udine

061 Conca glaciale del Monte Canin
Monte Canin, Monte Uriac, Resia, Udine

062 Campi solcati del Monte Robon
Sella Nevea, Chiusaforte e Tarvisio, Udine

063 Campi solcati del Monte Poviz
Sella Nevea, Chiusaforte, Udine

064 Altopiano carsico del Foran del Muss
Foran del Muss, Col delle Erbe, Sella Nevea, Chiusaforte, Udine

065 Fontanon di Goriuda
Val Raccolana, Pians, Chiusaforte, Udine

066 Orme e nidi di rettili arcosauri della Val Dogna
Chiout di Puppe, sponda destra del Torrente Dogna, Dogna, Udine

067 Conglomerati affioranti presso il ponte sul Torrente Resia
Grivo, Resia, Udine

068 Massi erratici nel Torrente Resia
San Giorgio e Prato, Resia, Udine

069 Retroscorrimento della Val Resia
Borgo Povici, Resiutta, Udine

070 Cascata del Rio Cjampeit
Ex-stazione ferroviaria, Moggio Udinese, Udine

071 Facies di piattaforma e bacino del Monte Pramaggiore
Passo di Sucis, Monte Pramaggiore, Forni di Sopra, Udine

072 Pesci e rettili triassici della Valle di Preone
Valle del Rio Seazza Stavoli Lunas, Preone, Udine

073 Sorgenti dell'Arzino
Sella Chiampon, Preone, Udine

074 Palude di Vuarbis
Vuarbis, Cavazzo Carnico, Udine

075 Encriniti del Monte Verzegnis
Cesclans, Cavazzo Carnico, Udine

076 Rupe di Cesclans
Cesclans, Cavazzo Carnico, Udine

077 Deformazioni del Monte San Simeone
Monte San Simeone, Bordano e Venzone, Udine

078 Campanile di Val Montanaia
Val Montanaia, Alta Val Cimolaina, Cimolais, Pordenone

079 Fonte Pussa
Rifugio Pussa, Claut, Pordenone

080 Pieghe metriche nella "serie condensata" in Val Zemola
Costa, Erto e Casso, Pordenone

081 Libri di San Daniele
Monte Borgà, Erto e Casso, Pordenone

082 Linea tettonica del Monte Dof-Monte Auda presso Casera Bregolina
Casera Bregolina Grande, Cimolais, Pordenone

083 Piega del Monte Porgeit
Val Zemola, Erto e Casso, Cimolais, Pordenone

084 Frana del Vajont
Monte Toc, Erto e Casso, Pordenone

085 Orme di dinosauro presso Casera Casavento
Casera Casavento (Casevuert), Forcella Clautana, Claut, Pordenone

086 Terrazzi fluviali di Claut
Pinedo, Claut, Pordenone

087 Piramidi di terra presso le Sorgenti del Cellina
Stalle Parentonia, Claut, Pordenone

088 Carsismo del Monte Resettum
Pradut, Claut, Pordenone

089 Linea Barcis-Staro Selo: gola del Torrente Susaibes
Torrente Susaibes, Andreis, Pordenone

090 Forra dei Torrenti Molassa ed Alba
Ponte Molassa, Montereale Valcellina, Andreis e Barcis, Pordenone

091 Forra del Torrente Cellina
Torrente Cellina, Barcis e Montereale Valcellina, Pordenone

092 Carsismo del Monte Cjastelat e Pala Fontana
Piancavallo, Aviano e Montereale Valcellina, Pordenone

093 Valli glaciocarsiche di Col delle Lastre
Piancavallo, Aviano, Pordenone

094 Doline ed abissi del Cansiglio
Cansiglio, Caneva e Polcenigo, Pordenone

095 Formazione del Calcare di Monte Cavallo: complesso di scogliera al Col dei S'cios
Monte Candaglia, Caneva e Polcenigo, Pordenone

096 Sorgenti del Fiume Livenza
a: Gorgazzo, b: Santissima; c: Molinetto
Coltura, Polcenigo e Caneva, Pordenone

097 "Marmorino" di Caneva
Castello di Caneva, Caneva, Pordenone

098 Conglomerato di Sorgente Tornidor
Piancavallo, Aviano, Pordenone

099 Linea Barcis-Staro Selo: Monti Dagn e Cecon
Pradis, Clauzetto e Vito d'Asio, Pordenone

100 Anticlinale di rampa del Monte Jouf
Diga di Ravedis, Maniago, Pordenone

101 Cava di Monte San Lorenzo
Monte San Lorenzo, Frisanco, Pordenone

102 Successione lacustre di Ponte Racli
Ponte Racli, Tramonti di Sotto e Meduno, Pordenone

103 Alveo epigenetico di La Clevata
La Clevata, Tramonti di Sotto, Pordenone

104 Olistoliti di Ringans
Ringans, Vito d'Asio, Pordenone

105 Finestra tettonica di Pert
Pert, Forgaria nel Friuli, Udine

106 Forra del Torrente Cosa e Grotte di Pradis
Gerchia, Pradis di Sotto, Clauzetto e Castelnovo del Friuli, Pordenone

107 Successione deltizio-lagunare miocenica presso Oltrerugo
Oltrerugo, Castelnovo nel Friuli, Pordenone

108 Conglomerati miocenici del Torrente Pontaiba
Colle, Manazzons, Pinzano al Tagliamento e Forgaria nel Friuli, Udine

109 Frana di Braulins
Braulins, Trasaghis, Udine

110 Successione miocenica in Val Tremugna
Cianèt, Peonis, Trasaghis, Udine

111 Lago di Cornino
Somp-Cornino, Forgaria nel Friuli, Udine

112 Stretta di Pinzano e conglomerati miocenici
Pinzano, Pinzano al Tagliamento e Ragogna, Pordenone e Udine

113 Fontanone Barmàn
Rio Barmàn, pendici settentrionali del Monte Musi, Resia, Udine

114 Lembi eocenici di Stavoli Tugliezzo e del Monte Forcella
Stavoli Tugliezzo, Venzone, Udine

115 Anticlinale e sinclinale del Monte Plauris
Monte Plauris, Alta Val Lavarusza, Venzone e Resiutta, Udine

116 Sinclinale del Monte Lavara
Monte Lavara, Resiutta, Resia e Venzone, Udine

117 Scaglia rossa e calcari selciferi di Casera Ungarina
Borgo Prabunello, Venzone, Udine

118 Conca glaciale del Cjadinut
Cima di Campo, Venzone, Lusevera e Resia, Udine

119 Forra del Torrente Venzonassa
Valle della Venzonassa, Venzone e Gemona del Friuli, Udine

120 Conoide di deiezione del Torrente Vegliato
Gemona del Friuli, Udine

121 Archi morenici presso Sant'Anna di Carnizza
Sant'Anna di Carnizza, Resia, Udine

122 Flysch di Uccea presso Stavoli Tanamea
Stavoli Tanamea, Valle di Uccea, Resia, Udine

123 Paleofrana delle sorgenti del Torrente Torre e depositi lacustri della Val Mea
Val Mea, Sorgenti del Torre, Lusevera, Udine

124 Strati verticali di Bocca di Crosis
Bocca di Crosis, Tarcento, Udine

125 Forra del Torrente Cornappo
Borgo Vigant, Nimis e Taipana, Udine

126 Cascate del Rio Boncic
Campo di Boris, Taipana, Udine

127 Cascata della Cukula
Platischis, Taipana, Udine

128 Cataclasiti presso le sorgenti della Santissima Trinità
Chiesa della Santissima Trinità, Montaperta, Taipana, Udine

129 Frana sottomarina (olistostroma) di Vernasso
Vernasso, Cividale del Friuli e San Pietro al Natisone, Udine

130 Valle sospesa di Pradolino
Valle di Pradolino, Stupizza, Pulfero, Udine

131 Piega di Gnidovizza
Gnidovizza, Stregna, Udine

132 Pieghe a "zig zag" nel Flysch di Clodig
Obranche, Drenchia, Udine

133 Forra del Fiume Natisone
a: Cividale; b: Premariacco
Fiume Natisone, Premariacco e Cividale del Friuli, Udine

134 Faune eoceniche di Russiz
Russiz di Sopra, Cormons, Gorizia

135 Paleosuoli (alteriti) di Capriva
Laghi Rossi di Capriva, Capriva del Friuli, Gorizia

136 Colle di Osoppo
Colle di Osoppo, Osoppo, Udine

137 Alveo a canali intrecciati del medio Fiume Tagliamento
Fiume Tagliamento, Trasaghis, Osoppo, Udine

138 Antico spartiacque di Cimano
Fiume Tagliamento, Cimano, San Daniele del Friuli, Udine

139 Scarpata fluviale di Anedis
Anedis, San Daniele del Friuli e Ragogna, Udine

140 Lago Minisini
Ospedaletto, Gemona del Friuli, Udine

141 Cascata del Rio dell'Acqua Caduta
Cimano, San Daniele del Friuli, Udine

142 Lago di Ragogna
Lago di Ragogna, Ragogna e San Daniele del Friuli, Udine

143 Torbiera di Casasola
Casasola, Majano, Udine

144 Torbiera di Borgo Pegoraro
Borgo Pegoraro, Monzuzzo, Udine

145 Terrazzi fluviali del Torrente Meduna
Solimbergo, Sequals e Meduno, Pordenone

146 Conoide e Magredi del Torrenti Cellina e Meduna
Vivaro, Cordenons, San Giorgio della Richinvelda e Zoppola, Pordenone

147 Paleovalle del Torrente Corno
Cisterna e Silvella, Coseano e San Vito di Fagagna, Udine

148 Anticlinale di Sant'Osvaldo
Sant'Osvaldo e Basaldella, Udine e Campoformido, Udine

149 Colle di Udine
Colle del Castello, Udine

150 Terrazzo di Pozzuolo del Friuli
Pozzuolo del Friuli, Udine

151 Risorgive di Virco e Flambro
Virco, Bertiolo e Talmassons, Udine

152 Meandri del basso Fiume Tagliamento
Latisanotta e Ronchis, Latisana, Ronchis e Varmo, Udine

153 Meandri abbandonati del Fiume Stella presso Titiano
Madonna della Neve, Titiano, Palazzolo dello Stella e Precenicco, Udine

154 Scarpate del Fiume Stella
Casa Pedrina, Chiarmacis, Teor, Udine

155 Delta del Fiume Tagliamento
Lignano Riviera, Lignano Sabbiadoro e Marano Lagunare, Udine

156 Delta del Fiume Stella
Foce dello Stella, Marano Lagunare, Palazzolo dello Stella e Precenicco, Udine

157 Bocca lagunare di Sant'Andrea
Laguna di Marano, Marano Lagunare, Udine

158 Dune di Belvedere e San Marco
Belvedere, San Marco, Aquileia, Udine

159 Cordoni litorali dei banchi d'Anfora, d'Orio e Tratauri
Golfo di Trieste, Grado, Gorizia

160 Grebani del Golfo di Trieste
Trezza Grande, Grado, Gorizia

161 Banchi sommersi della Mula di Muggia, Trezza Grande e Trezza Piccola
Primero, Grado, Gorizia

162 Foce dell'Isonzo e Isola della Cona
Foce dell'Isonzo, San Canzian d'Isonzo, Staranzano, Grado, Gorizia

163 Paleocarsismo del Monte Sabotino
Monte Sabotino, Gorizia

164 Lago di Doberdò
Doberdò del Lago, Gorizia

165 Scavo paleontologico presso Polazzo
Polazzo, Fogliano di Redipuglia, Gorizia

166 Sorgente termale di Monfalcone
Porto Rosega, Canale del Lisert, Monfalcone, Gorizia

167 Risorgive del Fiume Timavo
San Giovanni di Duino, Duino - Aurisina, Trieste

168 Dinosauri del Villaggio del Pescatore
Villaggio del Pescatore, Duino-Aurisina, Trieste

169 Falesia di Duino: carsismo, Grotta dell'Ultimo Dinosauro, solco di battente
Aurisina, Sistiana, Sentiero Rilke, Duino-Aurisina, Trieste

170 Cave romane di Aurisina
Aurisina, Duino-Aurisina, Trieste

171 Campi solcati di San Pelagio e Grotta Lindner
San Pelagio, Duino -Aurisina, Trieste

172 Campi solcati di Borgo Grotta Gigante
Borgo Grotta Gigante, Sgonico, Trieste

173 Torrioni di Monrupino
Zolla, Monrupino, Trieste

174 Passaggio Cretacico-Terziario presso Padriciano
Padriciano, Trieste

175 Frana sottomarina (olistostroma) di Miramare
Castello di Miramare, Trieste

176 Piattaforma sommersa di Punta Sottile
Punta Sottile, Golfo di Trieste, Muggia, Trieste

177 Val Rosandra
Val Rosandra, Bagnoli, San Dorligo della Valle, Trieste

178 Grotta Nuova di Villanova
Villanova delle Grotte, Lusevera, Udine

179 San Giovanni d'Antro
Antro, Pulfero, Udine

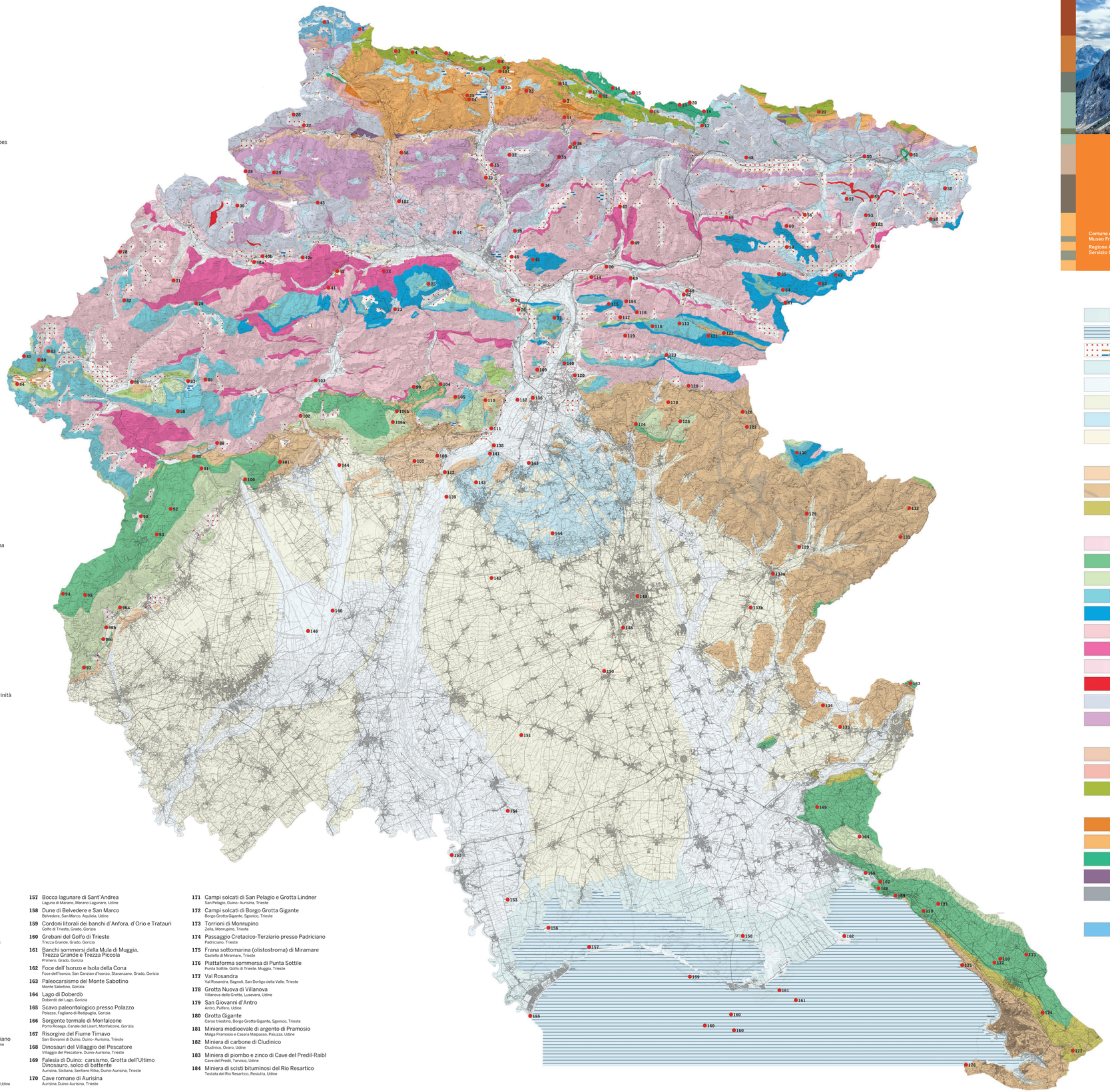
180 Grotta Gigante
Carso triestino, Borgo Grotta Gigante, Sgonico, Trieste

181 Miniera medioevale di argento di Pramosio
Malga Pramosio e Casera Malpasso, Paluzza, Udine

182 Miniera di carbone di Cludinico
Cludinico, Ovaro, Udine

183 Miniera di piombo e zinco di Cave del Predil-Raibl
Cave del Predil, Tarvisio, Udine

184 Miniera di scisti bituminosi del Rio Resartico
Testata del Rio Resartico, Resiutta, Udine



Copertura quaternaria

- Area di bonifica e riporto artificiale (Attuale)
- Sedimenti del settore marino e lagunare (Attuale)
- Detriti di falda (recenti ed antichi), depositi di frana (a: recenti, b: antichi) (Olocene-Pleistocene)
- Sedimenti palustri e lacustri (talora torbosi) (Pleistocene)
- Sedimenti alluvionali (Olocene-Pleistocene)
- Sedimenti fluvioglaciali ed alluvionali della pianura (Pleistocene)
- Depositi glaciali del settore montano e dell'Anfiteatro Morenico (Pleistocene)
- Conglomerati alluvionali cementati (Pleistocene inf.-medio)

Successione cenozoica

- Marne, arenarie e conglomerati (Oligocene-Miocene)
- Flysch, con banconi carbonatici (Cretaceo sup.-Eocene)
- Calcari e brecciole a nummuliti (Paleocene-Eocene)

Successione mesozoica

- Marne e calcari marnosi grigi e rossi con olistoliti (Cretaceo-Eocene)
- Calcari a rudiste, dolomie e brecce (Cretaceo)
- Calcari (anche di scogliera) e calcareniti (Giurassico sup.-Cretaceo inf.)
- Calcari micritici ed oolitici (Giurassico medio-sup.)
- Calcari e calcari stromatolitici (Triassico sup.-Giurassico inf.)
- Dolomie chiare, stromatolitiche (Triassico sup.)
- Dolomie scure, bituminose e calcari dolomitici (Triassico sup.)
- Arenarie, calcari, dolomie e gessi (Carnico, Triassico sup.)
- Vulcaniti (Ladinico, Triassico medio)
- Dolomie e calcari (Anisico-Ladinico, Triassico medio)
- Arenarie, peliti e calcari ("Scitico", Triassico inf.)

Successione paleozoica post-ercinica

- Calcari neri e gessi (Permiano sup.)
- Arenarie con clasti carbonatici (Permiano sup.)
- Arenarie, conglomerati e calcari ("Permo-carbonifero pontebbano" Carbonifero sup.-Permiano inf.)

Successione paleozoica tardo-ercinica

- Vulcaniti e tufiti (Carbonifero sup.)
- Arenarie e peliti (Carbonifero sup.)
- Calcari (Devoniano-Carbonifero inf.)
- Argilliti, marne e calcari (Siluriano)
- Peliti e arenarie (Ordoviciano sup.)

Basamento ercinico metamorfico

- Calcari metamorfosati e "filladi" (Ordoviciano-Devoniano?)

Nord

0 5 10 15 20 km

La carta geologica semplificata è rielaborata dalla "Carta Geologica del Friuli Venezia Giulia" (scala 1:150.000)

a cura di Giovanni Battista Carulli,
edita dalla Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia (2006)